

A MAGYAR ÁLLAMI EÖTVÖS LORÁND GEOFIZIKAI INTÉZET KIADVÁNYA

GEOFIZIKAI KÖZLEMÉNYEK

XVII. KÖTET, 4. SZÁM



MŰSZAKI KÖNYVKIADÓ, BUDAPEST

1968

Felelős szerkesztő:

MÜLLER PÁL

Szerkesztő bizottság:

ADÁM OSZKÁR, BARTA GYÖRGY, BENCZE PÁL, EGYED LÁSZLÓ, ERKEL

ANDRÁS, HAÁZ ISTVÁN, KERTAI GYÖRGY, POSGAY KÁROLY,

SZILÁRD JÓZSEF, TAKÁCS ERNŐ

Szerkesztő:

SZÉNÁS GYÖRGY

Felelős kiadó: Müller Pál igazgató

Megjelent a Műszaki Könyvkiadó gondozásában

Azonossági szám: 30682 — Ívterjedelem: 5,6 (A 5)

68.997. Állami Nyomda, Budapest



DR. KERTAI GYÖRGY

1912 – 1968

A magyar földtan nagy halottját gyászolja az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet. A geofizika tudományának patrónusa, barátja távozott közülünk. Érdeklődése, szeretete a földtani kutatás újabb, modernebb ágazatai iránt sohasem volt formális; elmélyült, alapos tudás tette képessé, hogy igen színvonalasan alkalmazza is ezeket. Nemcsak a geofizika átfogó elvi kérdéseivel foglalkozott, hanem az előkészítő munka finomabb módszertani megoldásait is olyan szakszerűséggel elemezte, mint egy izig-vérig geofizikus szakértő. A Geofizikai Intézet így is fogadta be és zárta őt szívébe, immárön örökre. A magyar geofizikusok azt a szakembert, barátot és irányítót veszítették el az ő személyében, aki a magyar geológusok közül legjobban ismerte és értékelte a geofizikát.

*A M. Áll. Geofizikai Intézet
Igazgatósága*

TARTALOM

<i>Mituch Erzsébet</i> : A III. nemzetközi földkéregkutató vonal mentén végzett magyar-szovjet közös szeizmikus mérés eredményei	8
<i>Verő József</i> : A földi áramok sajátos polarizációja a Kárpát-medencében	13
<i>Szénás György</i> : A Kárpát-medence kéregszerkezete a földtan és a geofizika tükrében	17
<i>Sz. Kilényi Éva</i> : Földtani-geofizikai következtetések az Alföldön, térfogatsúlyadatok statisztikus feldolgozásából	41
<i>Le Minh Triet</i> : A földmágneses háborgások terjedése és ennek következményei	51

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Э. Митух</i> : О результатах совместных советско-венгерских работ по ГСЗ по международному профилю № III	8
<i>И. Верё</i> : О своеобразной поляризации земных токов в Карпатском бассейне	13
<i>Дь. Сенаш</i> : Строение земной коры в Карпатском бассейне по геолого-геофизическим данным	17
<i>Э. С. Килени</i> : Геолого-геофизические выводы о строении Большой низменности по результатам статистической обработки данных об объемном все горных пород	41
<i>Ле Мин Чиет</i> : Распространение геомагнитных возмущений и его последствия ..	51

CONTENTS

<i>E. Mituch</i> : The results of the Hungarian – Soviet DSS cooperation along the IIIth international profile	8
<i>J. Verő</i> : The peculiar polarisation of the telluric currents in the Carpathian Basin	13
<i>G. Szénás</i> : The crustal structure of the Carpathian Basin	17
<i>E. Kilényi</i> : Geological-geophysical considerations on the Hungarian Great Plain through a statistical analysis of density data	41
<i>Le Minh Triet</i> : Propagation of geomagnetic disturbances and its consequences	51

A III. NEMZETKÖZI FÖLDKÉREGKUTATÓ VONAL MENTÉN VÉGZETT MAGYAR–SZOVJET KÖZÖS SZEIZMIKUS MÉRÉS EREDMÉNYEI

MITUCH ERZSÉBET

Э. МИТУХ

О РЕЗУЛЬТАТАХ СОВМЕСТНЫХ СОВЕТСКО-ВЕНГЕРСКИХ РАБОТ ПО ГСЗ ПО МЕЖДУНАРОДНОМУ ПРОФИЛЮ № III

В работе излагаются проведение и результаты совместных советско-венгерских работ по ГСЗ земной коры по пограничному участку международного профиля № III. Дается схематическое представление изменения глубины залегания поверхности Мохоровичича под Венгерским (Паннонским) бассейном.

E. MITUCH

THE RESULTS OF THE HUNGARIAN–SOVIET DSS COOPERATION ALONG THE IIITH INTERNATIONAL PROFILE

In discussing the results referred to in the title the paper gives an outline sketch of the Moho topography beneath the Hungarian (Pannonian) basin

A nagytektonikai egységek (pl. Orosz tábla, Kárpátok, Pannóniai medence) összefüggéseinek felkutatására létesültek a nemzetközi földkéregkutató vonalak.

A Kárpát Balkán Asszociáció Geofizikai Bizottsága nyolc nemzetközi vonalat jelölt ki (helyszínrajzukat 1966. Évi Jelentésünkben közzöltük). Ezek közül négy halad Magyarországon keresztül (III., IV., V., VI.). Azt, hogy a kis Kárpát medencében ennyi nemzetközi vonal találkozzék, a medence szerkezeti zártsága mellett, az indokolja, hogy a hazai mérések a környező országokhoz és a világtáglához viszonyítva vékony földkérget mutattak ki. Ennek, mint érdekességnek további kutatására kell minél több vonalat Magyarországon keresztülvezetni, és ezek mentén korrelálni a hazai sebesség- és mélységadatokat a szomszédos országok adataival, egyeztetni a kéreg szerkezetére vonatkozó értelmezéseket, és felderíteni, hogyan vastagszik ki a kéreg a Kárpátok alatt.

A III., IV., és VI. vonalak mentén már befejeződtek a mérések, hátra van még a III. vonal jugoszláviai szakaszának bekötése a magyarországi szakaszba és az V. vonal mérése. A IV. és VI. vonalak eredményeiről előző publikációk már beszámoltak (MITUCH E. 1964., 1966.), a jelen cikk a III. vonal határmenti szakaszának magyar–szovjet közös méréssel végzett eredményeiről számol be.

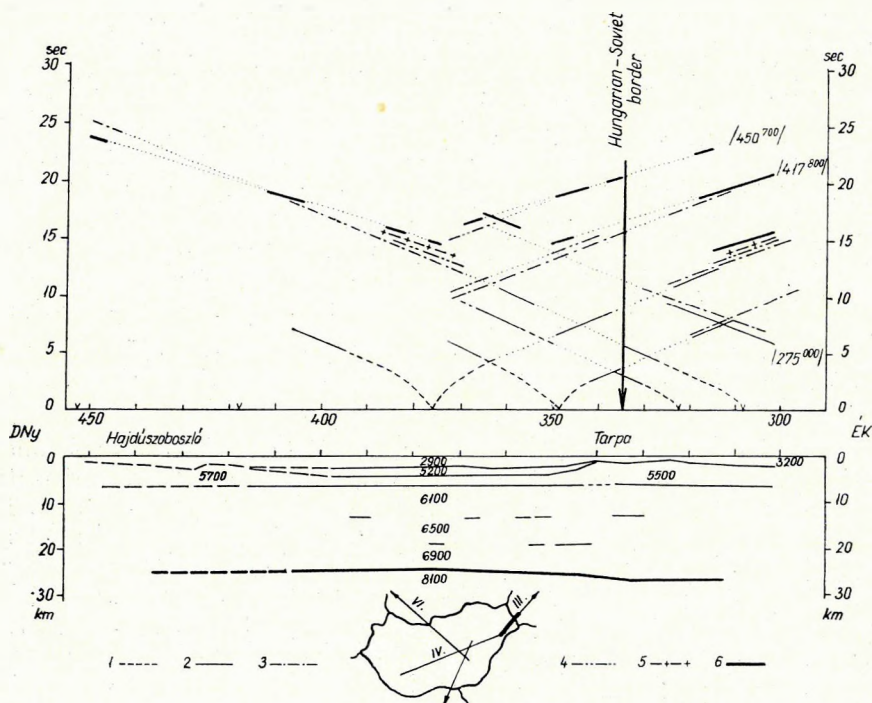
A határmenti vonalrész, amelyen a közös mérések folytak, kerekén 150 km hosszú. Magyar területen Tarpa-Hajdúszoboszló irányában haladt a vonal és az utóbbinál kapcsolódott a IV. (Hajdúszoboszló–Kaposvár irányú) vonalhoz. A vonal 0 pontja a Szovjetunió területén van, a számozás innen növekszik DNy felé. A magyar–szovjet határ a kezdőponttól 335 km-re van.

A határmenti közös mérés hosszirányú folytonos korrelációs szelvényezéssel történt. Mind a magyar, mind a szovjet részen 4–4 robbantópont volt (191^{700} , 275^{000} , 307^{700} , 322^{300} , 348^{800} , 376^{250} , 417^{800} , 450^{700}).

A beérkezések vázlatos út-idődiagramja és a szelvény az 1. ábrán látható.

A regisztrált hullámok a harmadidőszaki medenceüledékösszletben levő szeizmikus szintekről, a mezozoós-paleozoós medencealjazatról, az ún. „gránitról”, az ún. „gabbbról” (a Conrad határfelületről) és a Mohorovičić határfelületről adtak információkat.

A harmadidőszaki medenceüledékösszletben jól refraktáló szintként jelentkezett egy 5200 m/s határsebességű szint (1. ábra). Ez a határfelület a szelvény



1. ábra. A III. vonal határmenti szakaszának út-idő-diagramja és szelvénye

1 hullámok a harmadidőszaki medenceüledékösszletből, 2 hullámok az 5500–5700 m/s határsebességű medencealjazatról, 3 hullámok a 6100 m/s határsebességű szintről (az ún. „gránitról”), 4 hullámok a 6500 m/s határsebességű szintről, 5 hullámok a 6900 m/s határsebességű szintről (az ún. „gabbbról”, ill. a Conrad szintről), 6 hullámok a Mohorovičić határfelületről

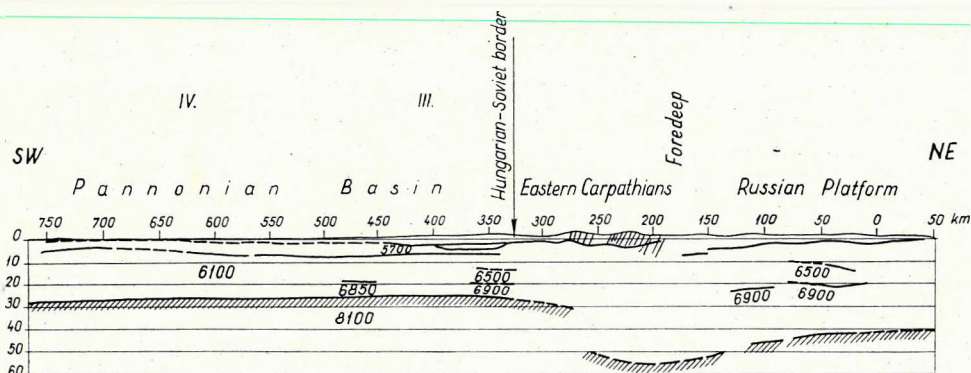
Фиг. 1. Годограф и разрез по участку международного профиля ГСЗ в советско-венгерской пограничной зоне

Fig. 1. The time-distance diagram and section of the IIIth International profile in the nearness of the Hungarian–Soviet frontier

mentén folytonosnak látszik és valószínűleg ÉK-i és DNy-i irányban kiékelődik.

A mezozoós-paleozoós medencealjzatról 5500 – 5800 m/s határsebességgel érkeztek a hullámok. Ez a határfelület a határ közelében eléggé meredek emelkedővel felszínközelsbe jut.

A Bouguer anomáliatérkép itt maximumot mutat, ami arra utal, hogy a medencealjzat emelkedésének erősebb a hatása, mint a kéreg kezdődő kivastagodásának (1. ábra). A szovjet mérési adatok ezt a kiemelkedést megerősítik (2. ábra).



2. ábra. A III. és IV. földkéregkutató vonal egyesített szelvénye

Фиг. 2. Сводный разрез по профилям ГСЗ №№ III и IV

Fig. 2. The combined section of the IIIth and IVth profiles

A 6100 m/s határsebességgel jellemezhető ún. „gránit” határfelületről hosszú szakaszokon és nagy távolságban jelentkeztek jól követhető első beérkezések (1. ábra). Az ezekből meghatározható kb. 6 km-es mélység néhány száz méternél nagyobb ingadozást nem mutat.

A beérkezésekből – legalábbis helyenként – az látszik, mintha az ún. „grániton” belül léteznék egy közbenső határfelület, amelyről jól regisztrálható beérkezések jelentkeznek. A szovjet felvételeken ezek a beérkezések jóval nagyobb energiával és hosszabb szakaszokon követhetők; a hazai felvételeken csak elszórtan jelentkeznek. Mivel ezek csak későbbi beérkezésben regisztrálhatók, az interferencia következtében erősen zavartak, fázistengelyük határozatlan. Emiatt sem látszólagos sebességük, sem pedig a refraktáló szint határsebessége nem határozható meg biztonsággal. A látszólagos sebességből meghatározható 6500 m/s határsebesség tehát csak közelítő adat. Az ezzel számított szint mélysége átlagosan 13,5 km.

Ugyanilyen határsebességgel jelentkeznek egy közbenső szint a III. szelvény szovjet szakaszán a 40 és 100 pontok között (2. ábra).

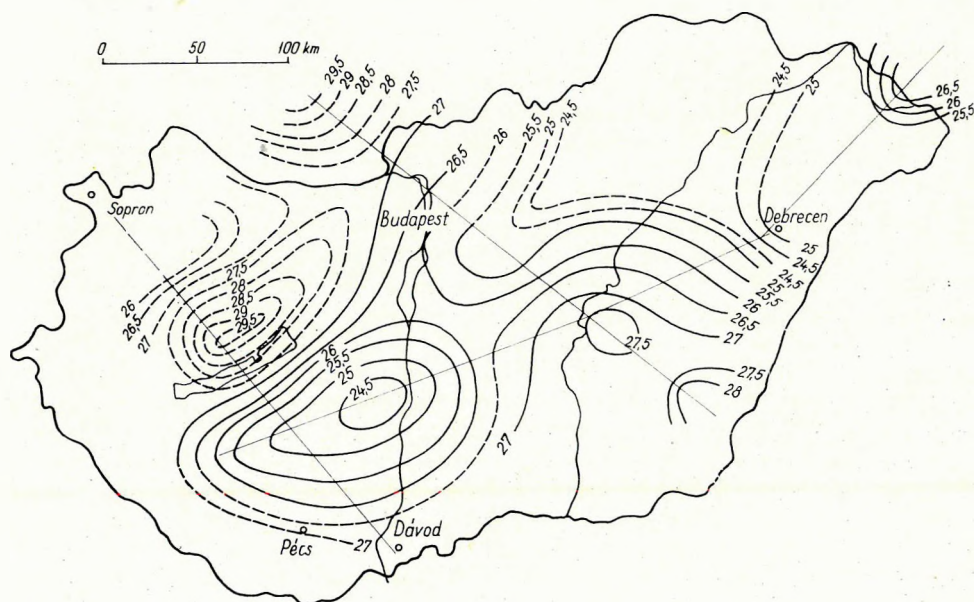
Az ún. „gránit” közbenső szintjének beérkezéseiről elmondottak az ún. „gabbro” felszín, vagyis a Conrad határfelület beérkezéseire is érvényesek, ugyanis ezek is csak későbbi beérkezések, és helyenként erősen interferálnak

más hullámokkal. A sebességmeghatározás így elég bizonytalan. A határfelület mélységének meghatározása az eddig használt határsebességek átlagával, 6900 m/s-mal történt. A kiszámított mélység átlagosan 19 km.

A Mohorovičić határfelületről mind első, mind pedig későbbi beérkezések adtak információt (1. ábra). Az első beérkezésekből nyert látszólagos sebességekből 8100 m/s határsebességet lehetett megállapítani. Magának a határfelületnek a mélysége átlagosan 25 km körül van. Lényegesebb mélységváltozás csak az országhatár közelében jelentkezik, ahol a Mohorovičić határfelület ÉK felé süllyedni kezd.

A földkéreg határontúli szerkezetére SZOLLOGUB V. B. és szerzőtársai (1967) tanulmányának egyik ábrája ad felvilágosítást. Ez a III. szelvény szovjet szakaszának előzetes értelmezését mutatja be, vázlatosan ábrázolva a Mohorovičić határfelület Kárpátok alatti lesüllyedését. A 2. ábra ezt a szelvény-szakaszt ábrázolja kiegészítve a III. vonal magyarországi szakaszával és a IV. vonallal. Ezen az egyesített szelvényen látszik, hogy a Mohorovičić határfelület mélysége a Magyar medencén belül csak igen kevésbé változik, a kéreg a Flis-Kárpátok és az elsősüllyedék alatt vastagszik meg.

A hazai mérésekből és a nemzetközi földkéregkutató vonalak magyarországi szakaszain nyert eredményekből már kialakítható egy igen nagyvonalú áttekintő kép az ország egy részének kéregvastagság-változásairól. A 3. ábra



3. ábra. A Mohorovičić határfelület (alsó szint) mélységváltozásai a Magyar medence alatt
 фиг. 3. Изменение глубины залегания поверхности Мохоровичича (нижний горизонт, под Венгерским (Паннонским) бассейном)

Fig. 3. The topography of the Moho discontinuity (lower horizon) beneath the Hungarian (Pannonic) basin

ilyen áttekintő képet ad a Mohorovičić határfelület alsó szintjének mélység-változásairól (a hazai mérések során ugyanis a Mohorovičić határfelület majdnem mindenütt kettős szintként jelentkezett; az esetek többségében az alsó szintet lehetett folytonosan korrelálni; a két szint mélységkülönbsége általában 1 km). Az ábrán a folytonos vonalak a valószínű, a szaggatott vonalak pedig a feltételezett szintvonalmeneteket jelölik. Ennek a képnek kiegészítése és pontosabbá tétele a még folytatódó mérések feladata.

A jövőbeli méréseknek a mélységadatok bővítésén kívül még sok tisztázatlan kérdésre is feleletet kell adniok, pl. a kettős Moho határfelület mibenléte, a közbenső szintek folytonosságának és a sebességgradiensnek a kérdése, stb.

Jelenlegi ismereteink szerint a földkéreg felépítéséről az a feltevés látszik legvalószínűbbnek, hogy a kéreg eddig ismert két övének („gránit”, „gabbro”) belül vannak egyéb határfelületek. Az öveken belül a sebesség a mélységgel, a határfelületeken pedig, ha kis mértékben is, de ugrásszerűen növekszik. Előfordulhat azonban az is, hogy ezeken a határfelületeken a sebességugrás oly kicsi, hogy szeizmikusan nem jelentkeznek külön határfelületként. Ez lehet az oka annak, hogy a csaknem azonos határsebességű közbenső szintek csak szakaszosan jelentkeznek.

IRODALOM

- KÖRÖSSY L. 1963: Magyarország medenceterületeinek összehasonlító földtani szerkezete, Földtani Közlöny, XCIII. 2.
- KÖRÖSSY L. (1964): Tectonics of the basin areas of Hungary. Acta Geologica, VIII. 1–4.
- MITUCH E. – POSGAY K. – SÉDY L. (1964): Szélesszögű reflexiók alkalmazása a kéregkutatásban. Geof. Közl. XIII. 2.
- MITUCH E. 1964: A hazai szeizmikus kéregkutatás újabb eredményei. Geof. Közl. XIII. 3.
- MITUCH E. 1966: A magyarországi kéregkutatás folytonos harántszelvényezéssel kapott eredményei. Geof. Közl. XV. 1–4.
- MITUCH E. – POSGAY K. – SZOLLOGUB V. B. – TCHEKUNOV A. V. – KHILINSKY L. A. 1967: Experimental crustal investigations between Debrecen (HPR) and Beregovo (USSR), Geof. Közl. XVII. 1–2.
- SZOLLOGUB V. B. – MITUCH E. – CSEKUNOV A. V. – POSGAY K. – HILINSZKI L. A. 1967: Pro doszlidni radjanszko-ugorszki raboti z glibinnogo szejszmozonduvannja v rajoni Debrecen Beregovo. Dopovidi Akademii Nauk Ukrainsz'koi RSzR Szerija B, Geologija, Geofizika Himija ta Biologija.
- SZOLLOGUB V. B. – CSEKUNOV A. V. – LIVANOVA L. P. 1967: Rezul'tatü glubinnüh szeizmicseszkih zondirovanij v szovetszkij Karpatah i prilegajuscsej csaszti Ruszkoj platformü, VIII. Kongres (KBA) Beograd. Inzenjerska geologija i hidrogeologija, geofizika.

A FÖLDI ÁRAMOK SAJÁTOS POLARIZÁCIÓJA A KÁRPÁT-MEDENCÉBEN

VERŐ JÓZSEF

И. ВЕРЁ

О СВОЕОБРАЗНОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ ЗЕМНЫХ ТОКОВ В КАРПАТСКОМ БАСЕЙНЕ

В Карпатском бассейне земные токи характеризуются своеобразной, почти точно широтной поляризацией. Источник данного явления, по всей вероятности, располагается на глубине порядка 10 км и связан с особенностями тектонического строения земной коры бассейна.

J. VERŐ

THE PECULIAR POLARISATION OF THE TELLURIC CURRENTS IN THE CARPATHIAN BASIN

The telluric currents in the Carpathian Basin have a peculiar — almost W — E oriented — polarisation. The source of the phenomenon must be situated in a depth of abt. 10 km and it must be connected to the tectonical pattern of the basin's crust.

Az MTA Geofizikai Kutató Laboratóriumának kutatásai bebizonyították, hogy a Kárpát-medencében a tellurikus áramoknak feltűnően erős és sajátos irányítottságuk van: az irányítottságot kifejező állomásellipszis kb. K-i ($\approx 80^\circ$) irányban megnyúlt. Az átlagos excentricitás a medence területén kb. 1,5.

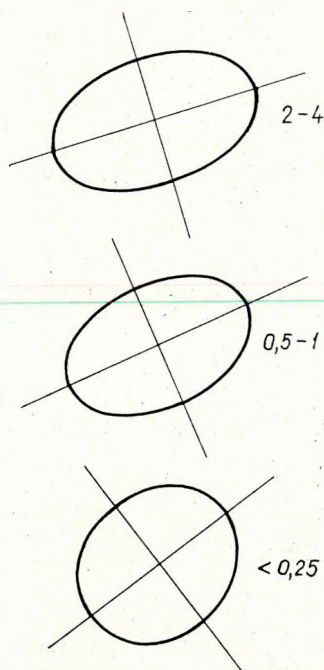
A jelenségre vonatkozólag rendelkezésünkre állnak a nagyecenki obszervatórium és az országos regionális hálózat (ELGI, MTAGKL, OKGT-SzKÜ, MNME) adatai.

A nagyecenki obszervatórium 20 mm/perc-es (gyors) tellurikus regisztrátumai szerint, a 10–15 sec periódusú variációktól kezdve, a keleti komponens nagyobb, mint az északi (nagyobb amplitúdókkal jelentkezik a regisztrátumokon). A két komponens különbsége 25 sec-nál a legnagyobb, majd újra csökken és 40–60 sec körül eltűnik (VERŐ, 1961).

Ez az irányítottság tulajdonképpen a pc 3 típusú pulzációkra jellemző. A jelenség nem korlátozódik Nagyecenkre, hanem a hurbanovói (ógyallai) és uzsgorodi (ungvári) obszervatóriumban is észlelték. Tihanyban viszont nem észlelték, tehát valószínű, hogy kialakulásához a harmadidőszaki medence-üledékösszlet bizonyos vastagsága (Tihanyban ez csak kb. 500 m) is lényeges. Tihanynál ezenkívül mélytektonikai okokra is gyanakodhatunk, amint ezt ezt később kifejtjük.

A regionális hálózattól meg lehet határozni a Kárpát-medence magyar részének átlagos állomásellipsziséét (ÁDÁM, VERŐ, 1964). Az átlagos állomásellipszis az Alföldön és a Dunántúlon csaknem azonos és a pc 3 típusú pulzációknál mindkettő az említett keleti polarizációt mutatja.

Az elnyúltság kifejezettsége első közelítésben a medenceüledékösszlet vastagságával korrelál, tehát minél nagyobb az üledékvastagság, azaz minél kisebb az állomásellipszis területe, annál határozottabb a K – Ny-i polarizáció (1. ábra).



1. ábra. A különböző üledékvastagságú pontokra számított átlagos (azonos területre átszámított) ellipszisek (legkisebb, átlagos és legnagyobb Nagycenkre vonatkoztatott reciprok területarány)

Фиг. 1. Средние эллипсы, подсчитанные для пунктов с различной мощностью осадочных отложений (минимальные, средние и максимальные площади, приведенные к обсерватории Надьценк)

Fig. 1. The average ellipses as determined for locations of different sedimentary thicknesses (minimum, average and maximum areas reduced to Nagycenk)

kistengelyének irányában) kisebb, mint erre merőlegesen. Ez könnyen jelentheti a „gránitösszlet” É–D csapású tektonizáltságát.

A Kárpát-medencén kívül – hasonló szélességen – kb. 40 állomás adatait ismerjük. Ezek összessége ezt a jelenséget nem mutatja, ami egyrészt kizárja, hogy a polarizációt ionoszférikus eredetűnek tartsuk, másrészt arra utal, hogy a Kárpát-medence – egyebek között – ebben is sajátosan viselkedik.

Ismeretes ezenkívül egy némileg hasonló jelenség az Alpok É-i elősüllyedékének molassz-övében (ANGENHEISTER et al., 1967). Itt a jelenség 60–5000 sec

Kivétel az Alföld felsőkréta-paleogén („flis”) összelete. Itt ugyanis a rendkívül nagy üledékvastagság ellenére az elnyúltság (a regionális hatás) megszűnik (valószínűleg valamilyen helyi hatás túlkompenzálja).

Az 1966. évi csehszlovákiai méréseinket sok tényező (pl. kőboráramok) zavarta. A méréseket Banská Bistricán (Besztercebányán) és Oraván (Árvaváralján) végeztük. Az előbbi a Szepes-Gömöri Ércshegység kristályos és vulkáni tömegei fölött van, az utóbbi pedig a Kárpátok szirtes, ill. homokkő övében fekszik. A keleti komponens amplitúdóját mindkét helyen nagyobbban találtuk az északnál. A terület felépítése gyökeresen különbözik a Kárpátmedence harmadidőszaki üledékösszlettel fedett részeitől. A jelenség hasonló megnyilvánulása tehát arra utal, hogy lényegi oka a harmadidőszaki medenceüledékösszletnél jóval mélyebben lehet: valószínű, hogy a földkéreg szerkezetében keresendő.

Céloztunk arra, hogy Tihanynál sem pusztán a medenceüledékösszlet vékonyságának tulajdonítjuk a sajátos polarizáció hiányát. Valóban, a Balaton északi partja I. rendű tektonikai vonal, amelyről feltételezhető, hogy átjárja az egész kéregszelevényt és amely egy 20 km-es sávban (a főtektonikai vonaltól mindkét irányban 20 km-re) is fajlagos ellenállásanomáliát okoz a kéreg közeteiben.

A jelenség okára vonatkozóan reális következtetést – a fentiekén kívül – csak a periódusidő (10 sec – 1 min) MT értelmezése enged meg. Eszerint a jelenség ≈ 10 km mélységből származik; 10 km mélységben pedig a földkéreg ún. „gránitja” van.

A hatás fizikai oka a fajlagos ellenállás anizotrópiája kb. 10 km mélységben: a fajlagos ellenállás É–D irányban (az állomásellipszis

periódusidőtartományban jelentkezik. A periódusidőtartomány eltérése a hazaitól könnyen magyarázható a két terület kőzeteinek fajlagos ellenállásában fennálló különbséggel. Figyelemreméltó azonban, hogy a molassz-medence a kéreg felső részének szerkezete szempontjából tulajdonképpen meglehetősen hasonlatos bármelyik harmadidőszaki medencéhez, pl. a Kárpát-medencéhez is (csak kérge jóval vastagabb).

A jelenség okára vonatkozó vizsgálatainkat — nemzetközi együttműködéssel — tovább folytatjuk.

IRODALOM

- ÁDÁM A. — VERŐ J. 1964: A földi áramok eloszlásának vizsgálata Magyarországon. Magyar Geofizika, V. 3.
- ÁDÁM A. — VERŐ J. 1965: Über die Ursachen der Erdstromverteilung in Ungarn mit besonderer Berücksichtigung der Geologie des Landes. Freiburger Forschungshefte, C 174.
- ÁDÁM A. — VERŐ J. 1967: A magyarországi elektromágneses mérések újabb eredményei. Geofizikai Közlemények, XVI. 1 — 2.
- ANGENHEISTER G. — BERTOLD A. — SENGPIEL K. P. 1967: Der elektromagnetisch induzierte Erdstrom, insbesondere längs zweier Profile durch das nördliche Alpenvorland. Geol. Rundschau 56
- VERŐ J. 1961: Ein Versuch zur Trennung der einzelnen Frequenzbänder der Erdstromvariationen. Geofisica Pura e Applicata, 49.
- VERŐ J. 1965: A Soproni Medence környékének földiáram-viszonyai. MTA Műszaki Tudományok Osztályának Közleménye, XXXV.

A KÁRPÁT-MEDENCE KÉREGSZERKEZETE A FÖLDTAN ÉS A GEOFIZIKA TÜKRÉBEN

SZÉNÁS GYÖRGY

Д. СЕНАШ

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ В КАРПАТСКОМ БАСЕЙНЕ ПО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

За последнее время геофизические исследования играют как качественно, так и количественно, важную – а иногда и решающую – роль в решении вопросов геотектоники. Основная часть геотектонических соображений требует тщательной проверки по геофизическим данным. Логика новых соображений, модернизированных геофизическими параметрами, в свою очередь, вносит изменения в геотектонические модели ряда регионов. Таким регионом является и Карпатский бассейн.

По данным геофизики земная кора Карпатского бассейна имеет необыкновенно малую мощность (22–27 км). Она увеличивается до масштабов, характерных для горных цепей (60–80 км), только в краевых зонах, т.е. в Альпах, Динаридах и во внешней флишевой зоне Карпат, а также в передовых прогибах. Образование Карпатского бассейна является изостатическим последствием разрушения подошвы коры. Со времени австрийской фазы складчатости всем этим процессом управляет синорогенным путем геосинклинальное погружение внешней зоны Карпат, т.е. орогенез, с фазами пластичной деформации, теплообразования и интенсивной вулканической активности. Этот процесс мог произойти благодаря тому, что мощная кора замыкающегося кольца горных цепей образует замкнутый купол в подошве коры, „фокусируя” все возможные геотектонические эффекты.

G. SZÉNÁS

THE CRUSTAL STRUCTURE OF THE CARPATHIAN BASIN

Geophysics recently attained the level – both qualitatively and quantitatively – of being an important, sometimes decisive factor in geotectonical questions. A considerable part of the geotectonical ideas badly needs a thorough geophysical check-up. The logic of the geophysically modernized new ideas, in turn, necessarily upsets the geotectonical concepts of certain regions. Such is the Carpathian Basin, too.

Geophysics proved the Earth's crust to be unusually thin (22–27 km) within the Basin. Its thickening to the size of a geosyncline-belt is only observed on the margins, namely in the Alpine, Dinaride, Outer-Carpathian (flysch) belts and in the foredeeps. The subsidence of the Carpathian-Basin was an isostatic consequence (i.e. compensation) of the destruction of the bottom of the crust. The entire process has been guided by the Outer-Carpathian geosyncline-events since the Austrian phase, in a synorogenic way: transmitted by plastic deformation, heat and violent volcanic activity. Well could the process take place, for the thick-crustal ring of the embracing geosyncline-belt builds a closed dome at the bottom of the crust “focusing” all possible geotectonical impulses.

1 Bevezetés

A földkéreg* legfontosabb felszíni életjelensége az üledékgyűjtő medencék keletkezése és elmúlása.

* Földkérgen a földfelszín és a Mohorovicic (Moho) diszkontinuitás között elhelyezkedő átlagosan 35 km vastag sialikus közzettáblát értjük; feltételezzük róla, hogy az izosztázia törvényének megfelelően úszik a köpenyen, A kb. 15–17 km mélységben elhelyezkedő Conrad felület egy savanyúbb és egy bázisosabb részre osztja. Ezt az egyszerű felépítést újabb mérések (SOLLOGUB V. B. et al., 1967) differenciálták, de tárgyunk szempontjából megfelel ez a modell.

Ha a földtörténet során valahol üledék képződött, akkor és ott a kéreg felső része általában süllyedt; ha nem képződött (főleg tengeri) üledék, a kéreg általában emelkedett vagy legalábbis nem süllyedt.

Az üledékgyűjtő medencéket — belső lényegüket és a kéregalakulás mechanizmusát tekintve — két csoportba osztjuk: *aktív és passzív süllyedékek*.

Az aktív süllyedékeknél a süllyedést a köpenyben működő valamely aktív erő hozza létre. A földkéreg vastagszik és az izosztatikus egyensúly megbomlik (ill. az egyensúlytól való eltérés fokozódik). Ide tartoznak a geoszinklinálisok és az ezektől tulajdonképpen nem független elősüllyedékek.

A passzív süllyedékeknél a süllyedés azért indul meg, mert a földkéreggel valami olyan történt, ami a süllyedést (izosztatikusán) megköveteli. Az ilyen süllyedés izosztatikus egyensúly felé tart: a földkéreg vékonyodik. Ide tartoznak az intraplatform üledékgyűjtők és a köztes medencék — általában minden olyan üledékgyűjtő medence, amelyik nem a szó szoros értelmében vett geoszinklinális vagy elősüllyedés, mégha geoszinklinális-régió belül helyezkedik is el.

A most következő néhány definíciót az indokolja, hogy az érintett fogalmak klasszikus definíciói elavultak. A geofizika új paramétereit vezetett be és — véleményünk szerint — e paraméterek nélkül egy tektonikai definíció ma már nem tekinthető precíznek.

Geoszinklinálisnak nevezzük azt a hosszan elnyúló (a glóbuszon sávszerű), aktívan süllyedő üledékgyűjtőt, amelyben a teljes kéregszelvény részt vesz a süllyedésben úgy, hogy a kéreg alja 40–50 km-re (a felszíntől 70–80 km-re) süllyed be a köpenybe, mert a köpenynek valamilyen mechanizmusa „beszívja”. Erősen szeizmikus terület. Negatív Bouguer- és izosztatikus anomáliája van. Vízalatti lávaömlésből származó bázisos vulkánitjai jellegzetes mágneses anomáliákat okoznak. Benne (statisztikusan) sajátos biológiai feltételek és üledék-képződési viszonyok uralkodnak.

Eugeoszinklinális a fő süllyedés belső régiója, a gyűrődéskor nagy magmás tevékenységgel (ofiolitok); igen nagy — esetleg több száz milligal — negatív Bouguer anomáliával, mágneses anomáliavonulattal. *Mioegeoszinklinális* a fő süllyedés és az elősüllyedés közötti sáv; kevésbé gyűrődött vonulat, magmatizmusa szegényesebb; negatív Bouguer anomália értéktartománya 10 milligal nagyságrendű; a szegényesebb magmatizmusnak megfelelően mágneses anomáliái is gyérebbek.

Orogenézis (hegységképződés) az a folyamat, amelynek során a geoszinklinális kérgé felemelkedik, vagyis az előző szakaszban létrejött aktív túlsüllyedést passzív módon — izosztatikusán és rugalmasan — kiegyenlíti. Üledék-összlete ezalatt ugyancsak felemelkedik és összegyűrődik és részben metamorfizálódik. A redők magashegységgé tornyosulnak, majd lehajlanak, a gravitáció hatására „lefolynak”, részben az emelkedéskor szintén magasra emelt ridegebb (kristályos) kéregrészen, részben pedig önmagukon. Mindez természetesen nem jelenti azt, hogy horizontális nyomásnak — különösen lokálisan — nem lehet szerepe.

Geoszinklinális-lánchegység az a geoszinklinálisból orogenezissel létrejött nagyszerkezeti eleme a földkéregnek, amely a felszínen magas hegységeket és hosszú vonulatokat alkot, gyűrűt, folyásos, takarós szerkezettel; a mélyben pedig őrzi a régi geoszinklinális maradványát a köpenybe nyúló ún. gyökér

alakjában. Kérge ennek megfelelően még mindig jóval vastagabb a normálisnál (legvastagabb közvetlenül az ún. inverzió előtt volt, vagyis amikor a süllyedés megállt), tehát nagy negatív Bouguer anomáliája van, de nincs szükségképpen izosztatikus anomáliája. Ofiolitjai (bázisos magmatitjai) vonulatos földmágneses anomáliákat okoznak. Jellemzi a kőzetek egy részének regionális és dinamometamorfózisa, amely a geoszinklinális-stádiumban és a hegységképződéskor jött létre. A legfiatalabb — vagyis az alpi-himalájai — vonulatot erős szeizmicitás is jellemzi.

A lánchegységek külső ívét általában *flis-vonulat* követi. A flisképződés a gyűrődéssel rendszerint egyidejű; a kiemelkedő hegység mellett még megmaradó, ugyancsak hosszan elnyúlt üledékgyűjtő medencében történik.

Előszüllyedék az a posztorogén, üledékkel feltöltött mélyedés, amely a lánchegység külső oldalát szegélyezi. Kérge az átlagosnál vastagabb. Erre utal negatív Bouguer anomáliája, de konkrét szeizmikus mérések is megerősítik ezt. Felső részének szerkezete nem olyan erősen gyűrűt, mint a lánchegységé, topográfiaja is rendszerint jóval enyhébb. Az előszüllyedéket feltöltő posztorogén törmelékes összletet *molassznak* nevezik.

Földünk legfontosabb nagytektonikai elemei a geoszinklinális-lánchegységek és a táblás vidékek. A geoszinklinális-lánchegység azonban, amikor már teljesen vagy jelentékenyen lepusztult — a kontinentális táblát tömegével gyarapítva — maga is táblásvidékké válik. Azt a geoszinklinális-lánchegységet, amelyik orogenezisének legkésőbbben a kambrium kezdetéig befejezte és átkristályosodott, *ősi pajzsnak* nevezzük, ha nagy területen a felszínen van. Ha ellenben vastag üledékköszlet takarja, akkor kristályos *alaphegység* a neve.

A geoszinklinálisok környékén különféle „melléküledékképződések” is zajlanak. Ezek egyike a *köztes medence* üledékképződése. A Kárpát-medence a közfelfogás szerint ilyen köztes medence. Ennek kialakulását ismerteti ez a tanulmány. A szerző azonban már jóelőre kifejezi azt a véleményét, hogy a Kárpát-medence nem tipikus köztes medence, hanem egy sereg földtani véletlen összetalálkozása következtében egészen sajátos nagytektonikai alakulattá fejlődött.

A Kárpát-medencében az *alaphegységet* megkülönböztetjük a *medence-aljzattól*. Alaphegység az az összlet, amelyik az előbbi definíciónak megfelel. Medencealjzat pedig a preausztiai medencealjzatot értjük, amely fölött a medenceüledékköszlet felsőkrétával, vagy paleogénnel (ebben az esetben a harmadidőszaki medence aljzatának is nevezhető), vagy neogénnel (ebben az esetben a neogén medence aljzatának is nevezhető), vagy pannóniaival (ebben az esetben a pannóniai medence aljzatának is nevezhető) kezdődik. A preausztiai medencealjzat — éppúgy, mint az alaphegység (a kettő néha azonos) — hegységek alakjában a felszínre is bújhat.

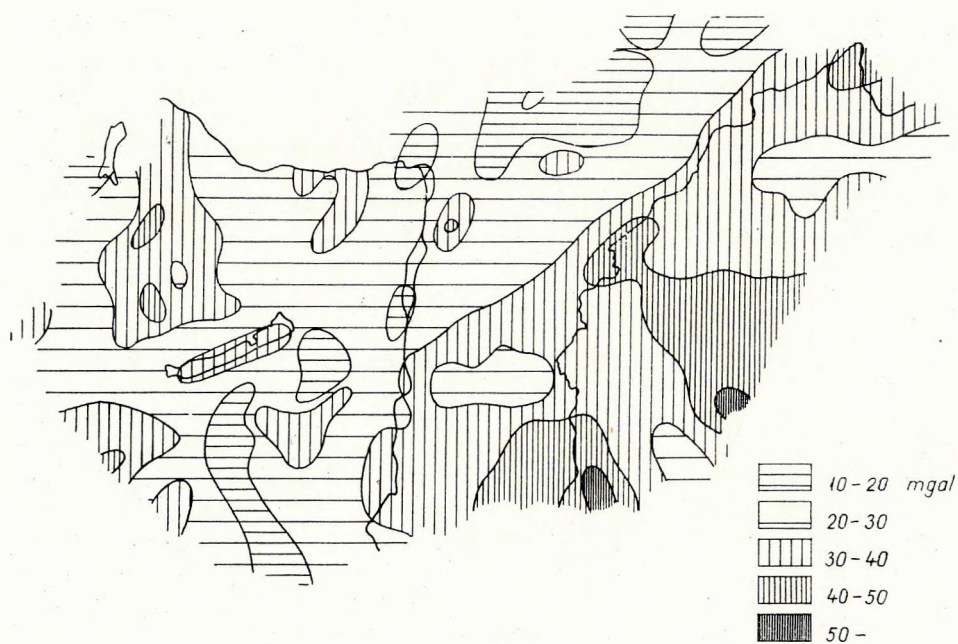
A tanulmányban a „harmadidőszaki medence” kifejezést mindig tágabb értelemben, tehát a felsőkrétát is beleértve, használjuk.

2 Geofizikai módszerek a nagytektonika szolgálatában

2.1 A Kárpát-medence gravitációs képe

A Bouguer anomáliatérképek, amelyekről 100 000-es nagyságrendű méretarányban a földkéreg felső néhány kilométerére vonatkozó (nyersanyagkutató) információt várunk, milliós méretarányban az egész földkéreg szerkezetére vonatkozó információt is tartalmaznak.

A földköpenynek van domborzata, sőt a köpenydomborzat regionálisan tagoltabb, mint akár a mai topográfia, akár a medencealjzat topográfiája. A szeizmikus mérések szerint a Moho felület mélysége Magyarországon belül 6–8 km-t ingadozik. Ennek az ingadozásnak a gravitációs képen is kell, hogy nyoma legyen, de nem látjuk, mert a felszínközeli erősebb (lokális) hatások (pl. a preausztriai medencealjzat domborzatának a hatása) eltakarják. Ha ezeket a hatásokat valamiképpen eltüntetjük (például úgy, hogy a medencealjzatot képzeletben felhozzuk a felszínig), a „maradék” anomáliák a köpeny domborzatával kell, hogy korreláljanak (1. ábra; RENNER J. – STEGENA L. 1966).



1. ábra. Magyarország $\Delta g''$ térképe

Фиг. 1. Карта аномалий $\Delta g''$ Венгрии

Fig. 1. The $\Delta g''$ map of Hungary

A lényeg az, hogy a Mohonak van domborzata és ennek regionális menete nagyjából antikorreál a medencealjzat domborzatával, vagyis mély medence-részben a kéreg vékonyabb és fordítva.

Mint hogy a kéreg elvékonyodása és a harmadidőszaki medence besüllyedése együtt és okozati összefüggésben történt (BALKAY B. 1960; SZÉNÁS Gy. 1964; Stegena L. 1967), és mint hogy ez másképpen, mint izosztatikusan, nem történhetett, a Kárpát-medence kérgének különböző vastagságú tömbjei, az izosztázia lokális kompenzációban megnyilvánuló formájának a legszebb példái.

Az alapgondolat az, hogy egy sekélyebb medencerész vastagabb kérget kíván és fordítva. Továbbfejlesztve ezt a gondolatot: egy nagyon sekély medencerész, vagy egy olyan medencerész, ahol a medencealjzat a felszínen, sőt 100, 500, 1000 m-rel a felszín felett van, még vastagabb kérget kíván.

A Kárpát-medence aljzata Középhegységünk harmadidőszaknál idősebb részeiben van a felszínen (nyilvánvaló, hogy azért, mert 2–3 kilométeres mélységből egy-kétszáz méterrel a felszín fölé emelkedik, nem kap önálló szerkezeti szerepet; tehát ha az eltakart Bakony medencealjzat, akkor a takaratlan is az, csupán takarójának vastagsága zérus méter).

Hol van a medence határa? Nyilvánvalóan a környező lánchegységek peremén. A lánchegység viszont ott kezdődik, ahol a kéreg kivastagszik, ahol uralkodóvá válik a negatív Bouguer anomália és ahol megszűnik a lokális izosztatikus kompenzáció, hogy átadja helyét a lánchegység furcsa, kevert (lokális és rugalmas) kompenzációjának. POPELAR J. (1968) kimutatta, hogy a „Nyugati Kárpátok területén ... a kéreg teljes vastagsága 21,2 és 31,5 km között van”, a topográfia függvényében, de a 31,5 km-t a Magas Tátra alatt sem haladja meg. Ez a vastagság nem egy lánchegység kérgének a vastagsága, hanem részben medencebeli vastagság (21,2), részben pedig normális kéregvastagság (31,5). A 21,5 km a harmadidőszaki üledékösszlettel takart részeken, a nagyobb értékek pedig a harmadidőszaknál (az ausztriai mozgásoknál) idősebb kőzetek területén érvényesek.

Mi más ez, ha nem a legtisztább bizonyítéka a lokális kompenzációnak, amelyet ezennel kijelentenénk, ha az idézett szerző nem jelentette volna már ki. De az adatok nemcsak ezt bizonyítják, hanem azt is, hogy a Nyugati Kárpátok nem alkotnak lánchegységet, mert nincsen gyökerük (ún. takarói bizonyára nem mások, mint hatalmas pikkelyek) és hogy a Nyugati Kárpátok kvalitatíve meglehetősen emlékeztetnek a preausztriai tájra, kérgük vastagsága pedig a közvetlen preausztriai kéregviszonyokat sejteti.

2.2 Szeizmikus földkéregkutató mélyszondázások a Kárpát-medencében

Az előző fejezetben elmondottakat szinte aprólékosan erősítik meg a nemzetközi (csehszlovák – jugoszláv – magyar – szovjet) kooperációban végzett szeizmikus mélyszondázások (MITUCH E. 1964, 1966; MITUCH E. et al. 1967; SOLLOGUB V. B. et al. 1967).

A szeizmikus adatok szerint a földkéreg a Kárpát-medencében 22 és 30 km között változik. A medencealjzat domborzata durva antikorreációban van a Moho-domborzattal (MITUCH E. 1968). A földkéreg a Belső Kárpátok (a flis-övön belül levő vonulatot nevezzük így, tekintet nélkül arra, hogy a Nyugati vagy a Keleti Kárpátokhoz tartozik-e; később megindokoljuk ezt az elnevezést)

alatt normális, a flis-övben vastagszik ki lánchegységi méretűvé és ezt még az északi elősüllyedék alatt is tartja. Végül az Ukrán pajzson éri el ismét a normális vastagságot.

Bárminő fontos adatok is ezek, a szeizmikus mélyszondázás legfontosabb eredménye a kéreg belső szerkezetének, vagyis a Moho és a Conrad viszonyának a felderítése, mert ez vet fényt a medence kialakulásának a mikéntjére. Be kell vallani, hogy a Conrad meghatározása valamivel bizonytalanabb, mint a Moho-é. Ez talán azért van, mert a Conrad nem olyan egységes diszkontinuitás, mint a Moho. Tény azonban, hogy ahol a Kárpát-medencében a Conradot kimutatták, ott ez a felület a felszíntől messzebb van (19 km), mint táblás vidékeken (15 km). Ha tehát a Moho a normálisnál közelebb van a felszínhez, a Conrad pedig távolabb van attól, akkor a Moho és a Conrad abnormisan közel került egymáshoz. Ez csak úgy történhetett meg, hogy a kéreg alulról pusztult; pusztulását (felülről) izosztatikussal besüllyedéssel egyenlítette ki; a Conrad az akkori (a preausztriai) felszínnel párhuzamosan süllyedt; annyi van mélyebben a világátlagnál, amennyi a Kárpát-medence mélysége a tenger szintje alatt; vagyis a Kárpát-medencében a földkéreg vastagságát nem is a felszíntől, hanem a preausztriai képződmények felszínétől kell számítani, amely a Középhegységben és a Belső Kárpátokban a tényleges felszínnel azonos, az Alföldön viszont 2–5 km vastag felsőkréta-harmadidőszaki üledékösszlet alatt fekszik (preausztriai medencealjzat).

Ahol a preausztriai aljzat a felszínen, sőt igen magasan van (pl. a Nyugati Kárpátokban) és a kéreg ennek megfelelően kb. normális vastagságú, ott preausztriai reliktum-kéreggel van dolgunk. A kéreg felszíne természetesen nem maradt változatlanul az ausztriai mozgások óta és alja is nyilván feljebb emelkedett, ahogyan a lepusztulás előrehaladt. Az eredeti (preausztriai) vastagság azonban a mai legfeljebb néhány kilométerrel — a lepusztult anyag átlagos vastagságával — haladhatta meg; és a kéreg nyilván valamivel mélyebben volt a köpenybe benyomva.

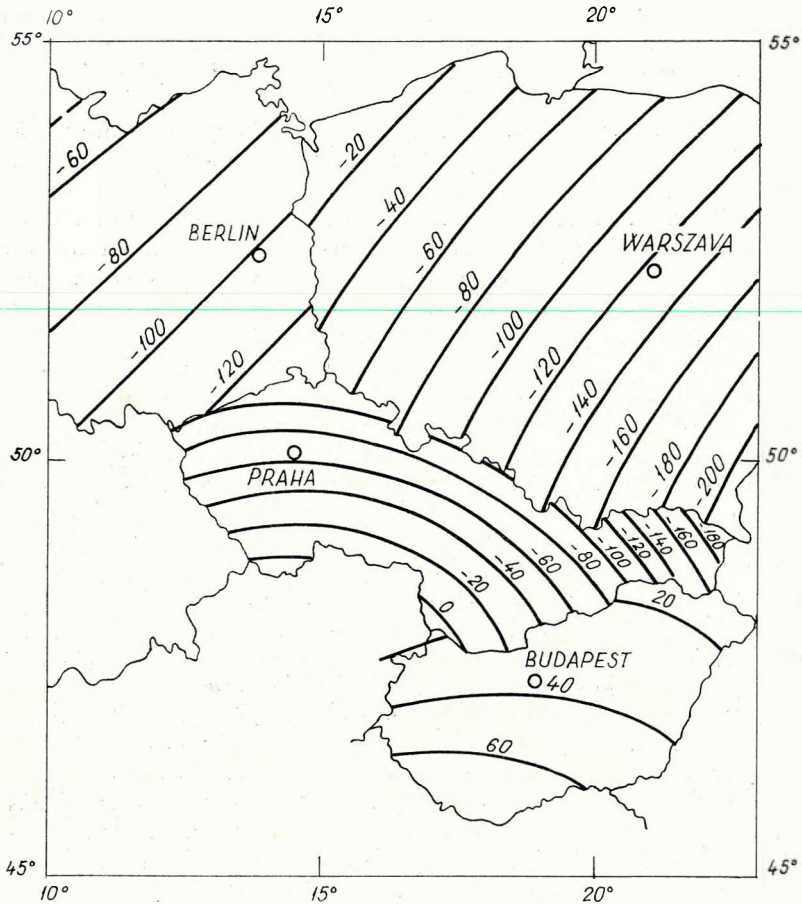
A földkéreg tehát anélkül is vékonyodhat, hogy alja pusztulna. Az izosztázia megköveteli, hogy akkor is vékonyodjék, ha teteje pusztul. Mivel ilyenkor a Conrad nem a felszínnel, hanem a Moho-val párhuzamosan mozdul el, a felszínt a rendesnél jobban meg kell közelítenie. A harmadidőszaknál idősebb magashegységek területén a kéreg alja a kréta óta nem változott annyit, mint a harmadidőszaki üledékösszlettel eltakart területeken, ahol a pusztulás majdnem a Conradig hatolt.

2.3 Az egyéb geofizikai módszerek nagytektonikai adatszolgáltatásának rövid összefoglalása

Az eddig elmondottak tényeket, méreteket, jelenlegi állapotot rögzítenek. Azt kellene tehát megvizsgálnunk, hogy hogyan jött létre ez a helyzet, hogyan és mikor pusztult el a földkéreg alja és miért éppen itt a Kárpát-medencében történt meg ilyen kifejezetten ez a furcsa földtani véletlen.

A gravitációs és a szeizmikus módszer bőségesen megtette kötelességét az előbbi mondatokkal. A többi módszer még együtt sem nyújt ennyi információt, de együttesen legalább néhány gondolatot sugallnak.

A földmágneses módszernél az országos normáalterek eltéréseinek összehasonlítása (2. ábra; KAUTZLEBEN H. 1968) megmutatja, hogy az Északnémet —



2. ábra. Az NDK, az LNK, a CsSzk és a MNK földmágneses normáltereinek eltérései az egységes normáltértől

Фиг. 2. Отклонения нормальных геомагнитных полей ГДР, ПНР, ЧССР и ВНР от общего нормального поля (Кауцлебен, 1958)

Fig. 2. The differences of the magnetic normal-fields of the GDR, PPR, CSSR and HPR from the homogeneous (Kautzleben H. 1968) normal-field

Lengyel táblásvidék szignifikánsan eltér a heterogén (masszivum, lánchegység, medence) Csehszlovákiától és a teljes egészében medence Magyarországtól. Az eltérésnek valami mélyen gyökerező objektív oka van, mert áttör az ilyen térképet szerkesztők ama szubjektív jószándékán, hogy – anomáliátlan területen mérve, valamint ismételt kiegyenlítésekkel – a lokális hatásokat teljesen kiszűrjék az alaphálózati mérésekből.

A mágneses információ mindemellett nem megy túl a különbségek fenomenológiai rögzítésén, noha az eltérések szignifikanciáját, mint ún. *nagyszerkezeti regionális anomáliát*, érdemes lenne meghatározni.

A földmágneses anomáliatérképek a Kárpát-medencében elsősorban a bázisos és közepesen bázisos szubvulkáni és vulkáni kőzeteket és ezek tekintélyes mennyiségét jelzik. Ebből — a földtani ismeretekkel egybevetve — arra lehet következtetni, hogy az alsókrétától a pliocénig a Kárpát-medencében jelentős vulkáni tevékenység volt; továbbá arra, hogy a medence kristályos alaphegységének (a metamorfitoknak és a gránitoknak) túlnyomó része nem mágneses.

A geoelektromos módszer (magnetotellurikus frekvenciaszondázás) az általunk választott mélységtartományban (a kéregben) kevés információt ad. Az állomás-ellipszisek sajátságos K — Ny-i polarizációjának kimutatásával VERŐ J. (1968) a Kárpát-medence egy újabb geofizikai sajátosságára mutatott rá. Vizsgálatai a hatás forrását kb. 10 km mélységbe helyezik és a kéregnek a polarizáció irányára merőleges (É — D-i) tektonizáltságával hozzák kapcsolatba.

A jólvezető csatorna, amely megfelel a Gutenberg-féle kissébsésgű övnek, már nem a kéregben, hanem a köpenyben van (ÁDÁM, A. 1966). A Kárpát-medence alatt azonban 100 km-nél magasabban helyezkedik el, egyezően az óceánokkal valamint a lánchegységi övekkel és eltérően a táblás vidékek 200 km körüli mélységétől. Ha a jólvezető csatorna térbeli helyzetét szerte a földön nagytektonikai elemekkel korreláljuk, nem találunk egyszerű magyarázatot. Egyelőre csak a jelenség megemlítésére célszerű szorítkozni. Tény, hogy a Kárpát-medence és a geoszinklinális-lánchegység ebből a szempontból hasonló.

A geotermikus vizsgálatoktól — később részletezendő medencemodellünk szempontjából — sokat várnánk. Lényegesen segítene a modell valószínűsítésében, ha a kéreg alján a normálisnál magasabb hőmérsékletet tétélezhetnénk fel; ez a felső köpeny, ill kéregalj kisebb sűrűségét is magyarázhatná. Talán így értelmezni lehetne a kéreg alján levő kettős szeizmikus törésfelületet is (hőmérsékleti „rétegződés”?), amelyet jelenleg fázisátmenetnek tartunk.

A geotermika azonban egyelőre nem alkalmas nagyszerkezeti megfontolásokra, mert vizsgálati szemlélete és módszere nem tisztázott; ezenkívül kevés a megbízható mérési adat. A legnagyobb akadály valójában — véleményünk szerint — az, hogy e medence igen gazdag felszálló meleg vizekben, amelyek a medence hőháztartásában uralkodó szerepet biztosítanak a szállított (konvektív), tehát nem vezetett (konduktív) hőátadásnak. Ez a jelenség — ilyen mértékben — meglehetősen sajátos és jellemző a medencére, de lehetetlenné teszi a konduktív hőkicserélődés fogalmainak és mennyiségeinek (hőfluxus, geotermikus gradiens) meghatározását, helyes megítélését és nagyszerkezeti értelmezését.

A geofizika tehát sok nyitott kérdést hagy, ezért a most következő fejtegetésekben jelentős az elméleti megfontolások szerepe, noha az egész gondolatsor első eleme a kéregnek a szeizmikus mérésekkel kimutatott vékonysága és sajátos szerkezete (Conrad — Moho viszony).

A tárgyi bizonyítékokkal nem támogatott leglényegesebb megfontolás az, hogy ha valamely kéregrész ma normális vastagságú, akkor geoszinklinális-vastagságú legfeljebb a kaledóniai szakaszban lehetett, minthogy a varisztikus gyökerek még ma is létező voltából arra következtethetünk, hogy a hegység-gyökerek eltűnése legalább két tektonikai ciklust igényel.

3 A Kárpát-medence geotektonikai helye, kéregszerkezete és fejlődéstörténete

A most következő fejtegetéseket — az ismertetett geofizikai adatok mellett — Európa 1:2 500 000 méretarányú tektonikai térképére (SCHATSKY N. S. et al. 1964) alapoztuk. Végső célunk ennek a térképnek a kifejtendő szemlélet szerint való korrigálása a Kárpát-medencére vonatkozólag.

3.1 A kárpáti-dinári hegységkoszorú viszonya környezetéhez

A Kárpátokat Nyugati, Keleti és Déli Kárpátokra szokták osztani. Céljainknak azonban jobban megfelel, ha a szembeszőkően különböző *Külső-* vagy *Flis Kárpátokat* és a *Belső Kárpátokat* (a flis-övön belül levő Kárpátokat) különböztetjük meg. Külön kezeljük a külső elősüllyedéket és a belső medencét. A Belső Kárpátokat a Vihorlántól a Hargitáig harmadidőszaki vulkánok sora szegélyezi, amely bár időben nagyrészt korrelál, térben pedig érintkezik a medencebeli vulkánossággal, attól — geotektonikai szerepét illetően — gyökeresen különbözik. A Kárpátokat az idézett tektonikai térkép a miogeoszinklinális fáciesbe sorolja.

A Dinaridák egy megantiklinoriumra és egy ún. belső szinklinálisra oszlanak. Szerkezetük részarányos. Eu- és miogeoszinklinális fácies, flis-öv, bázisos és ultrabázisos magmás kőzetek (ofiolitok) jellemzik. Mindössze posztorogén molasszban szűkölködnek, ha csak a 100–200 m mély Adria nem rejtí a Dinaridák molasszát.

A Keleti Alpok bármely tetszőleges szelvényében É-ről D-felé haladva, a következőket láthatjuk: elősüllyedék molasszal, flis-öv, egyéb *mio*-fácies, csekély *eu*-fácies, hatalmas varisztikus és prevarisztikus kristályos öv; utána ugyanezek fordított sorrendben és elősüllyedék nélkül (mint érdekességet megemlíthetjük, hogy az Alpok óriási része tulajdonképpen prealpi és valószínű is, hogy eugeoszinklinális életét a varisztikumban élte).

A szoros értelemben vett Alpok — véleményünk szerint — az északi elősüllyedéssel kezdődnek; és ott végződnek, ahol a másik szárny miogeoszinklinálisát felváltja a molassz (ill. az Adriai tenger).

Az irodalom 70%-a különféle variációkban azt állítja, hogy az Alpok* folytatódnak K felé. Vizsgáljuk meg, hogy ez mennyiben és hogyan igaz.

A Keleti Alpok É-i részéből csak a flis-öv folytatódik a külsőkárpáti flis-övben kiszélesedve. A többi elem eltűnik a Bécsi-medence alatt és ugyanabban az alakban többé már nem jelenik meg a felszínen. A Keleti Alpok szirtes öve és kristályos magja — rendkívül elkeskenyedve — látszólag folytatódik ugyan a belsőkárpáti maghegységekben, de egyrészt a belsőkárpáti szirtes öv már fiatalabb tektonikai alemelet (lásd az idézett térképet); másrészt az egész

* Tárgyunk szempontjából jelenleg közömbös, hogy az Alpok takarói hogyan jöttek létre. Tény, hogy ilyenek vannak. Szerencse is, mert segítenek megkülönböztetni az Alpokat a Kárpát-medencétől és a Kárpátoktól. A Kárpátokban vannak valódi takarók (pl. a flis-öv Magura takarója) és alpi mintára takarónak tekintett hatalmas pikkelyes övek (pl. az ún. Kocs takaró). A Pannóniai-medencébe azonban csak a legmerészebb képzelet helyez takarót. A takarókat áttolódásosnak tartják. Ha azonban egyszer valaki megpróbálja léptékhelyesen (tehát nem túlmagásított szelvényben) és kéregdimenzióban elképzelni az áttolódás mechanikáját és geometriáját, rá kell jönnie az áttolódás fizikai lehetetlenségére.

Belső Kárpátok más tektonikai formaelemekből állanak: nem takarósak, hanem pikkelyesek; harmadrészt és főleg: a Belső Kárpátok egészen más geotektonikai helyzetűek, kérgük normális vastagságú (kb. 30 km; SOLLOGUB V. B. 1967; POPELAŘ J. 1968).

Mi történik az Alpokkal a Kárpát-medence, ill. hazánk Ny-i határán? Ny-i határunkon a földkéreg erősen elvékonyodik. Az Alpok középső, kristályos maghegységi főtömege látszólag a neogén medenceüledékösszlet alá bújik, de akár ez a fácies megy tovább, akár más (pl. triász), akár a mélyben marad, akár a felszínre bukik, ennek már semmi köze az Alpokhoz: *itt már a vékony kérgű fiatal medencében vagyunk*. Az ősföldrajzi és ennek megfelelő faciológiai hasonlóság (perm-triász, jura-alsókréta) nem jelent szerkezeti azonosságot, sőt még rokonságot is csak epikontinentális értelemben. *A szerkezeti rokonságot első-sorban a földkéreg mineműsége dönti el.*

Az Alpok D-i szárnya (Karni, Juliai Alpok) valóban folytatódik a Kárpát-medencét D-ről határoló Dinaridákban. A Déli Alpok *mio*-fáciesű sávja kiszélesedik és önálló *eu*-fáciesű sáv csatlakozik hozzá, nagymérvű alpi bázisos magmatizmussal (ami *itt* ofiolit jellegű). A medence D-i részén felszínre bukkanó szigettrögök (Pszuny, Papuk, Mecsek – Villányi hg., stb.), jelenlegi tektonikai funkciójukat tekintve, medencealjzatrögök a felszínen, amelyeknek az Alpokkal, ill. a Dinaridákkal szintén csupán szinorogén kapcsolatuk van.

A Dinaridák szerkezetére nézve maguk a jugoszláv geológusok sem jutottak egységes véleményre. Három hivatalosan bevallott felfogásuk van (a Kárpát Balkán Asszociáció 1967. évi belgrádi kongresszusa), de csak az egyik felfogás tulajdonít jelentőséget takaróknak. Tárgyunk szempontjából csak az a lényeges, hogy a Dinaridák vastag kérgű geoszinklinális-lánchegységnek tekinthetők-e; és ezt az említett kongresszuson bemutatott egyik vázlatos szeizmikus szelvény (a III. nemzetközi szelvény) meglehetősen valószínűsítette (PROSEN D., DRAGAŠEVIČ T. 1967).

A Dinaridák vonulata D-en, Kragujevac tájékán, csaknem összeér a Déli Kárpátokból (látszólag) kiágazó, valójában a Balkán hegység előfutaraként megjelenő eugeoszinklinális faciessel. A vékony neogén takaró alatt egy (Rhodope típusú) kristályos gát D-en mindenesetre lezárja a medencét.

A Kárpát-medencét tehát minden oldalról geoszinklinális-lánchegység ill. legalábbis elősülyledék, vagy felszínen (felszínközelségben) levő medencealjzatrög veszi körül. Vagyis, amíg a takart medencerészek kérgé 22–27 km, addig a medencekeret kérgé 32–60 km vastag, tehát a Moho – alulról nézve – zárt kupolát alkot (erről később bővebben szólnunk).

Az eddig elmondottakat a geofizikai tények a következőképpen támasztják alá.

A Bouguer anomáliaképet (4. ábra) szemlélve, azt látjuk, hogy az Alpok minimumövének értéke eléri a 150 milligalt. A minimumsáv felöleli a teljes vonulatot és az északi elősülyledék nagy részét.

A Kárpátok minimumsávja keskenyebb és kisebb értékű. Egyetlen helyen (Stanislav tájékán) éri el a –100 milligalt; általában azonban 10 milligal nagyságrendű. Csak a külsőkárpáti flis-övet és az elősülyledéket öleli fel (a –30 milligalos vonalat tekintjük határnak, mert ez 10 milligallal több, mint a medence legnagyobb minimuma; ezzel esélyt adunk a kéreg vastagodásának),

ha tehát a geoszinklinális-lánchegység egyik ismerve a minimumsávval jelentkező vastag kéreg, akkor már itt is kimondhatjuk, hogy a kárpáti geoszinklinális-lánchegység jelenleg nem áll másból, mint a flis-övből és az elősüllyedékből.

Ezt a szeizmikus mélyszondázások is megerősítik (SOLLOGUB V. B., et al. 1967). A Moho szint mélysége a szovjet belsőkárpáti területen kb. 30 km (normális), a flis-övben hirtelen 50–60 km-re süllyed, az elősüllyedékben emelkedni kezd és az Ukrán pajzson – amint említettük – eléri a normális tartományba tartozó 35–40 km-t.

3.2 A Kárpát-medence viszonya a Kárpátokhoz és a Dinaridákhoz

Az elmondottak világosan bizonyítják, hogy a Belső Kárpátok nem mások, mint a medence felszínén levő aljzattömbjei, éppen úgy, mint a Bakony, a Bükk, vagy a Bihar hegység. Takarók nem lehetnek, az irodalomban szereplő takarók, Nappe-ok, valószínűleg hatalmas pikkelyek és – amint már ID. LÓCZY (1918) megmondta – csak a „romantikus” képzelet tekinti ezeket takaróknak. A Belső Kárpátok magasabbak és tektonikailag talán valamivel zavartabbak (pikkelyesebbek) a medence belső részénél, de ez nem is meglepő, hiszen a nyugtalan flis-geoszinklinális közvetlen partját alkották. Éppen ezért valamivel szeizmikusabbak is a nyílt medencénél, de szeizmicitásuk igen messze van a fiatal lánchegység szeizmicitásától (KÁRNYIK V. – RUPRECHTOVÁ L. 1964).

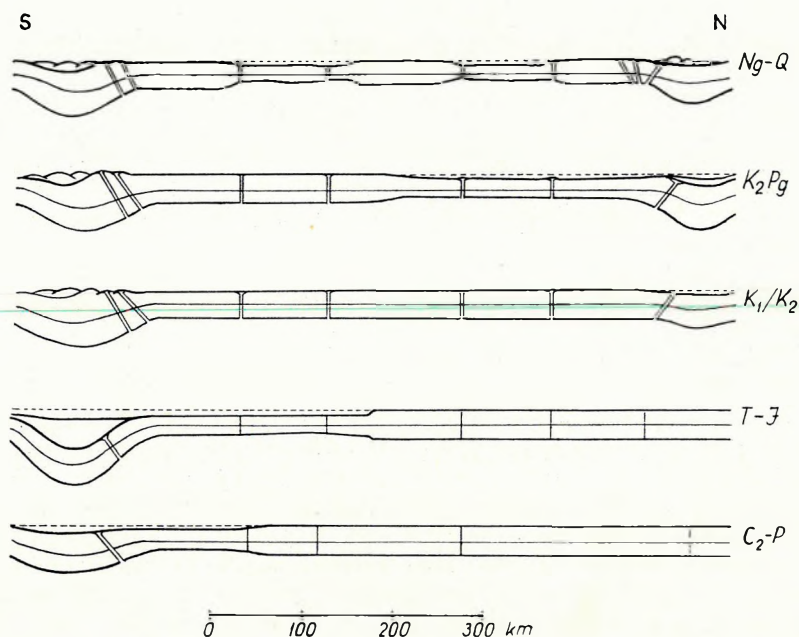
Miután tisztáztuk, hogy mi a lánchegységi kerete a Kárpát-medencének, itt kell rögzíteni, hogy – közzeteiből ítélve – ennek a keretnek (és csakis ennek) geoszinklinális-üledékképződési stádiuma az alsókréta végén az *ausztriai* mozgásokkal kezdődött és gyűrődésének (orogenezisének) paroxizmusát a *szávai* fázisban (oligocén-miocén határ) érte el, tehát mind besüllyedésében (üledékképződésében), mind pedig kiemelkedésében (a tényleges hegységképződésben) jelentősen megkésett alpi, dinári társaihoz képest. A gyűrődés erőforrása – mint az orogenezisnél általában – az izosztatikuss és rugalmas egyensúlykeresés – a tulságosan lesüllyedt kéreg felemelkedése – volt.*

Mindez az erőhatás, történet, szerkezeti alakulás, amely a tárgyalt terület többi elemén felismerhető, szinorogén: a medenceképződéssel kapcsolatos. Maga a medence is az ausztriai és a szávai fázisnak köszönheti létét (kétségen kívül szinorogén módon, de hogy egyébként hogyan, azt majd a továbbiakban elemezzük).

Az Alpok, a Dinaridák és a Kárpátok, valamint ezek és a Kárpát-medence időbeli viszonyáról kell még néhány szót ejteni. Az Alpok és a Dinaridák geoszinklinális-stádiuma – süllyedése, üledékképződése – a permben, sőt néhol már a felsőkarbonban kezdődött (3. ábra). Felgyűrődésüknek két nagy szakasza volt, az ausztriai és a szávai szakasz.

A Kárpátok (Kárpátokon most már csak a Flis-Kárpátokat értjük, mint-hogy hebizonyítottuk, hogy a Belső Kárpátok a variszitikus és az alpi szakaszban nem éltek geoszinklinális életet) helyén elterült kéregrészt csak az alsókréta végén vált geoszinklinálissá. Ezért vannak csak felsőkréta és ennél fiatalabb összeletei. A felsőkrétánál idősebb (de permnél fiatalabb) tagok a flis-

* Gyűrődés valószínűleg a süllyedéskor is keletkezik.



3. ábra. A kárpáti-dinári kéregrézsz tektonikai fejlődésmenete az alpi orogenezisben (nagy vonalakban léptékhelyes, de elvi vázlat)

Фиг. 3. Тектоническое развитие земной коры Карпато – Динаридского региона во время альпийской фазы складчатости (схема в неискаженном масштабе но в обобщенном виде)

Fig. 3. The tectonical evolution of the Carpathian – Dinaride Crust in the Alpine orogeny (inexaggerated but generalized sketch)

övtől D-re *nem* a kárpáti geoszinklinálisban képződtek, mert ilyen akkor még nem létezett, hanem az akkor már létező alpi és dinári geoszinklinális intra-platform tengermedencéjében. Az ausztriainál idősebb tektonizmus szinorogén, de nem a Kárpátokkal, mert azok – nem hangsúlyozhatjuk eléggé – akkor még geoszinklinális formában sem léteztek, hanem az Alpok és a Dinaridák mozgási szakaszaival. Ez természetesen nemcsak a Belső Kárpátokra, hanem a Kárpát-medence teljes aljzatára – a harmadidőszaki összlettel eltakartra is – vonatkozik.

Amikor a Belső Kárpátokat (és bármelyik preausztriai képződményt a Kárpát-medencében) geoszinklinális-eredetűnek tartják, az ősföldrajzot tévesztik össze a tektonikával. Az ősföldrajz „felülnézetes” szemléletű, a tektonikát viszont csak teljes vertikális kéregszelevényben lehet megítélni, mert nem a földtani eseményeknek alávetett, felül levő 5–6 km vastag kőzetösszlet vezérli a 20–30 km vastag kéreglemez életét, hanem éppen fordítva: a kéreglemez élete – süllyedése, emelkedése – vezérli a felszinközeli földtani eseményeket.

A Kárpát-medencében véletlenül még a felszinközeli tektonika is támogatja érvelésünket, mert amikor az alpi régió alsó szerkezeti emelete (P–K₁) az Alpokban kezdett mozogni, hatalmas redők és takarók jöttek létre; amikor

viszont a „Kárpátokban” (a Belső Kárpátokban) mozgott ugyanez, a forma-elemek legfeljebb pikkelyig jutottak el. A döntő természetesen a kéreg vastagságkülönbsége, amely a Flis-Kárpátok és az *összes többi* vonatkozásában, ebben a formában az ausztriai mozgások óta fennáll (ha a Belső Kárpátoknak lett volna gyökerük, a felsőkréta óta ez nem tűnhetett volna el, hiszen még a varisztikus gyökerek is megvannak a régi variszkuszi geoszinklinálisok helyén), sőt a felszínközeli formaelemek említett különbsége is emiatt van. Minthogy az Alpokra és a Kárpátokra vonatkozó tektonikai modellek századelejieik, vagy ilyenekben gyökereznek, nem kárhoztatható, hogy egy századeleji tektonikus nem ismerte a kéreg méreteit (a szeizmikus mélyszondázások múltja mindössze kb. 15 év). Mindez azonban rámutat, hogy mennyire itt van az ideje e modellek geofizikára alapozott revíziójának.

Amikor a valódi kárpáti geoszinklinális (vagyis a flis-medence) kialakult és üledéket gyűjtött (felsőkréta-paleogén), természetesen már ennek is nyúlhattak be tengerági a belső (jelenlegi medence) területekre. Meg vagyunk győződve, hogy a felsőkrétától kezdve inkább innen* húzódtak be *medence-üledékgyűjtő* tengerágak (ideértve az alföldi ún. flist is) a medencébe.

A Kárpátok a szávai fázisban emelkedtek ki. Ettől kezdve a medence igen nagy része gyorsan süllyedt, de gyorsan fel is töltődött, hiszen volt miből: a növekvő Kárpátokból, a régebbi (főleg preausztriai) képződmények még megmaradt magas hegységeiből és a besüllyedéssel szinkron vulkánizmus hatalmas mennyiségű termékeiből. A süllyedés és az üledéklérakódás (lepusztulás és szállítás) egy bizonyos fáciestartományban lényegében egyensúlyt tartott: mély- és nyílttengeri üledékgyűjtő a Kárpát-medencében többé nem alakult ki.

A neogéntől kezdve a kéregtömbök mozgását és az ezáltal megszabott neogén (valamint fiatalabb) üledékképződést már nem a *süllyedő kárpáti geoszinklinális*, hanem az *emelkedő Kárpátok* vezérelték színorogén impulzusokkal. A színorogén vezérlés eleve közvetett beavatkozás; itt a közvetettség még abban is megnyilvánult, hogy az orogén impulzus (plasztikus deformáció) hőtermelésével a kéreget elvékonyította s húzófeszültsége módot adott a kéregtömböknek arra, hogy izosztatikusan lokálisan kompenzálódva, különböző mélységű medencerészeket hozzanak létre. Erről azonban később szólunk.

A tektonikai művek szerzői, a Kárpát-medence és az alpi-dinári-kárpáti koszorú viszonyát illetően általában két végletes álláspontot képviselnek: vagy teljesen azonosítják, vagy pedig teljesen megkülönböztetik ezeket és elsődlegességet rendelnek a medencéhez, mint ún. „köztes tömeghez”.

A valóság ezzel szemben az, hogy a *Kárpát-medencét* az alpi-dinári-kárpáti ív alakította ki, a medence ehhez képest másodlagos; de másodlagossága és különbségei mellett is összefügg vele. Felületi jelenségei (süllyedés – emelkedés, vékony kéreg – vastag kéreg) néha látszólag ellentétesek, de az egész rendszer, ellentéteivel együtt, zárt egységet alkot.

3.3 A földkéreg fejlődése a Kárpát-medencében a kaledóniai hegységképződés óta

Az eddig elmondottakból világosan következik, hogy a Kárpát-medence nem a harmadidőszakban kezdett besüllyedni, hanem már a felsőkrétában.

* A dunántúli felsőkréta és paleogén intraplatform üledékgyűjtők egy része megtartotta kapcsolatát az Alpokkal, ill. a Dinaridákkal.

Vajon mi volt a sorsa e medence földkérgének az ausztriai nagy forradalom, sőt az alpi hegységképződés előtt?

Számos adat (pl. regionális metamorfózis*) van arra vonatkozólag, hogy e medence geoszinklinális-életét legkésőbbben a kaledóniai szakaszban befejezte. Ez azt jelenti, hogy kérge a kaledóniai szakaszban, vagy még előbb, geoszinklinális vastagságú (80 km), de még a szudétai fázisban is geoszinklinális-lánc-hegység vastagságú (60 km) kellett, hogy legyen. Van tehát két adatunk: a teoretikus szudétai vastagság (60 km) és a megmért mai vastagság (22–30 km). A különbségnek az alsókarbon vége és napjaink között kellett eltűnnie. De hogyan?

Ha azt állítjuk, hogy a medence besüllyedése a kéregalj pusztulásának izosztatikus kiegyenlítődéseképpen jött létre, akkor az elpusztult kéregalj kb. 10 millió km³ anyagának a felsőkréta óta kellett volna csökkentenie a kéreg térfogatát, mert a medence besüllyedése a felsőkrétában kezdődött. A felsőkréta óta azonban egy lánchegységgyökér nem pusztulhatott el. Szerencsére a felsőkréta elején már nem is volt lánchegységi vastagságú a kéreg. A megelőző (az alsókarbon vége és a felsőkréta között kialakult) passzív, intraplatform süllyedések a földkérget a Kárpát-medencében a felsőkréta elejére éppen kb. normálissá vékonyították (passzív süllyedés = kéregvékonyodás). Ez a kéreg az ausztriai mozgások előtt a Cseh- és a Podóliai masszívummal lényegében összefüggő, sikaljzatú táblát (lemez) alkotott.

A felsőkarbon (perm), vagyis az alpi előfázisok kezdete óta Ny-on és DNy-on az alpi-dinári geoszinklinális határozta meg e kéregrész jellegét. A zárt medencévé alakulás első szakasza ezzel megtörtént: a leendő medence Ny-on és DNy-on határt (vastag kérgű peremet) kapott. É-on és ÉK-en azonban még összefüggött a két masszívummal. Az elhatárolást e masszívumoktól, ill. a medence É-i, ÉK-i keretét csak a felsőkréta geoszinklinális adja meg (a felszínen és a köpenyben egyaránt) és a medence ettől kezdve éli a maga sajátos életét, amelyet rövidesen részletesebben ismertetünk.

Valamennyi összlet, amely ezen a tájon az alsókréta végéig lerakódott, a felsőkréta elején már közetté válva, a kéreg felső részét alkotta (ha le nem pusztult).

Ez a felsőkrétaeleji, normális vastagságú, egységes kéreg kezdett (már ahol kezdett) alul pusztulni, felül pedig süllyedni, hogy teteje – mint preausztriai medencealjzat – helyet adjon a fiatalabb üledékes összleteknek.

A Kárpát-medence tehát az alsókarbon vége és a felsőkréta között nem volt geoszinklinális. Nem lett azzá később, a harmadidőszakban sem. Sőt, kérge tovább vékonyodott, közetei gyűrődést nem szenvedtek, vulkanizmusa csak jelenségeiben volt hasonlatos a geoszinklinális (orogén) vulkanizmushoz.

A felsőkrétát közvetlenül megelőző szárazföldi periódus nem soká tartott a leendő Kárpát-medencében. Heves, bázisos erupciók (ill. szubvulkanizmus) után, már a felsőkrétában kialakult egy süllyedék, amelyet a flishez állítólag

* A regionális metamorfózisnak csak a pusztta tényére utalunk. Egyáltalában nem valljuk, hogy az átalakulás foka (kata-, mezo-, epi) kizárólag időbeli különbséget jelent; éppen úgy jelenthet egyidejű térbeli távolságot a nyomáscentrumtól. Az abszolút kormeghatározás egyrészt közömbös, másrészt – módszere tisztázatlan lévén (melyik ásvány kora döntő?) – szinte félrevezető is lehet.

hasznoló, törmelékes fációs üledékösszlet töltött fel (azért *állítólag*, mert nem vizsgálták meg alaposan mind ez ideig; lehetséges, hogy még lithofációsé- nek hasonlósága — amely csak egyetlen eleme a flisjellegnek — is csak felü- letes). Az üledékképződés az eocénban és oligocénban folytatódott; az üledék- gyűjtő medencék egymáshoz képest némileg eltolódtak.

Az eseményekhez mindvégig vulkánosság kapcsolódott. Szándékosan nem írjuk, hogy vulkánosság kísérte az eseményeket, mert az egyes vastag összletek lerakódását (tehát pl. a felsőkréta, az oligocén, a pannóniai medencék besüllye- dését) a vulkánosság nem követte, hanem *megelőzte*. A vulkánosság egyikét- másikat vastag tufa- és lávaösszletek (ignimbritek), némelyiket viszont csak nyomok, vékony tufacsíkok jelzik. A vulkáni termékek jelenlegi mennyisége azonban nem azonos a valaha ténylegesen kitört mennyiséggel, ill. mobilizált kőzetanyaggal. A legvékonyabb különálló tufacsík (pl. a *rissi* andezittufa; KRIVÁN P. 1962) is egy teljes vulkáni mechanizmust igényel és jelent!

Végül — a maradványaiban is impozáns miocén (szarmatával záruló) andezit- és riolitvulkánosság* után — a pannóniai emeletben megindult a medence nagy részének minden addigit meghaladó mérvű, szakaszos besüllye- dése.

A felsőkrétát és a paleogént — az irodalom szerint — szinorogén flisjellegű és epikontinentális fációsre bontják. A jelen szerző azt vallja, hogy e fációsak — elsősorban a flisjellegű fációs — valójában medenceüledékek és természetete- sen szinorogének. Azért szinorogének, mert normális, ill. vékonyodó kéregré- szen, orogenezis (ill. geoszinklinális-süllyedés) vezérlésével, de geoszinklinálison *kívül* képződtek.

A neogént és a kvartert posztorogén molassznak nevezik. A szerző szerint ez az összlet nem posztorogén, hanem a valódi (Flis) Kárpátok orogeneziséhez képest szinorogén, mert egyidejű és kívül van a geoszinklinálison; és nem molassz, hanem egy arra valóban emlékeztető fációsú sajátos medenceüledék- összlet. A molasszt általában azért tartják posztorogénnek, mert az Alpokban éppen *befejeződött* a hegységképződés, amikor az alpi molassz ülepedni kezdett; a Kárpátokban azonban csak akkor *kezdődött* a gyűrődés, amikor a medence- üledékösszletnek az alpi molasszal szinkron neogén és fiatalabb tagjai kép- ződtek.

3.4 A Kárpát-medence jelenlegi kéregszerkezete és ennek kialakulása

A Kárpát-medence kérge tehát jelenleg nemcsak a geoszinklinális-lánc- hegységnél (60–80 km), hanem a világátlagnál (35 km) is vékonyabb (22–30 km). A medence takart részein, elsősorban hazánkban, a kéregvastagság nem több, mint 22–27 km; a takaratlan részeken, amelyek főleg hazánk területén kívül vannak, a kéregvastagság eléri, sőt — igen magas hegységeknél — meg- haladja a 30 km-t. A kéreg nem is akárhogyan vékony, hanem úgy, hogy a legvékonyabb kéregrészek területén (első közelítésben: a legmélyebb harmad-

* A miocén vulkánosságnak két szerkezeti válfaja van. Az egyik a valódi Kárpátokat követő vulkánorsó a Vihorláttól a Hargitáig. Ez a vulkáni vonulat — ha csupán a gyűrődéshez való időbeli viszonyát tekintjük — a Kárpátok igazi orogén ofiolitja. Ezzel csaknem teljesen szinkron és azo- nos anyagú, geotektonikai szerepét tekintve mégis gyökeresen különböző, a sajátos medence- vulkanizmus a Kisalföldtől az Osztrovszkin át a nyírségi eltakart összletig. Ezek szétválasztása valóban nem könnyű.

időszaki süllyedésekben) a Conrad abnormisan közel van a Moho-hoz. Milyen okból és hogyan jött ez a modell létre, vagyis hogyan alakult ki a Kárpát-medence?

A kéreg vékonysága szerencsére nemcsak rejtély, hanem kulcs is. Ha az ismert, vagy leért tényeket, tehát a földkéreg differenciált vékonyságát, a medencealakulásnak a vulkanizmussal és a kárpáti (alpi) orogenezissel összehangolt voltát szintézisben tekintjük, megadhatunk egy lehetséges magyarázatot, nem vindikálva a tévedhetetlenséget.

A teljes Kárpát-medence (beleértve a Kárpátokat is) kerge, közvetlenül a külsőkárpáti geoszinklinális (tehát a felsőkréta) előtt – amint említettük – e koncepció szerint kvázi-normális volt (3. ábra). Geoszinklinális-események itt már a kaledóniai szakasz vége (ill. a varisztikum eleje) óta nem történtek. A terület varisztikus, ill. koraaalpi üledékképződése és szerkezetalakulása – amint ugyancsak említettük – intraplatform jellegű és az alpi-dinári vonulattal szinorogén volt. A külsőkárpáti földkéreg közvetlenül az ausztriai fázis előtt kezdett betüremkedni (geoszinklinálissá válni). Az Alpokban és a Dinári-dáokban ekkor már vastag volt a földkéreg. Az alpi-dinári geoszinklinális besüllyedésének és a kezdődő orogenezisnek plasztikus deformációja már az ausztriai fázis előtt nagy mennyiségű hőt „termelt” a medence alá, de ez a hő még nem akkumulálódhatott rendesen, mert a kéreg alja még nem alkotott zárt kupolát (a Cseh- és a Podóliai masszívum felé nyitott volt). Amikor azonban a Kárpátok félkörívén a kéreg vastagodni kezdett, egyrészt újabb hőtermelő folyamat kapcsolódott be a rendszerbe, másrészt kialakult a kéreg alján* a gyakorlatilag zárt kupola, ahol az akkumulációnak már mi sem állott útjában. A hő azért akkumulálódhatott éppen a kéreg alján, mert feltevésünk szerint ott hirtelen csökken a hővezetőképesség.

Az alpi-dinári szinorogén töréses tektonika már jóelőre biztosította a járatokat annak az anyagnak a kiömlésére, amelyet ez a hőtöbblet a kéreg alján latensen olvadt (túlnyomásos) állapotba hozott és amely csak az első impulzust várta, hogy kiömlőjék. Ezt az impulzust az ausztriai előfázisok egyike adhatta meg: az, amelyet az alsókrétavégi első vulkáni kitorés rögzít.

A kéregalj pusztulását a kéreglemez izosztatikus besüllyedéssel egyenlítette ki. Így jöttek létre a különféle felsőkréta üledékgyűjtő medencék, köztük az ún. flisösszlet medencéje. Ez a mozzanat mintegy előjátéka volt a medence oligocén és pannóniai hatalmas süllyedésének. Id. Lóczy L. híres mondását (1918) tehát most – kissé groteszkül – úgy fogalmazzuk meg, hogy a *harmad-időszaki medence* besüllyedése tulajdonképpen a *felsőkrétában* kezdődött.

A későbbi süllyedések, medencealakulások mechanizmusa nyilvánvalóan ugyanilyen volt (BALKAY B. 1960). Minden jelentősebb süllyedést vulkáni tevékenység *előzött meg*. Az eocén és oligocén süllyedésekért ugyan nem tehetjük felelőssé kizárólag az alsókréta vulkanizmust, de ismeretes eocéneleji, eocénvégi és oligocén vulkánosság is; ha pedig nem ismeretes, e modell logikája szerint majd megtalálják!

* Noha a kéreg alja és a köpeny teteje – mint felület – lényegében azonos, mégis szándékosan mindig a kéreg aljáról beszélünk, hogy ezzel is érzékeltessük a lejátszódó folyamatok passzív voltát; és még stílusban is elkerüljük annak a félreértésnek a lehetőségét, hogy a szoros értelemben vett Kárpát-medencében a köpeny feldomborodásának aktív szerepe volt.

Az igazi nagy vulkáni tevékenység a miocénban kezdődött és a medencében lényegében a szarmatával zárult. Nem lehet véletlen, hogy a medence legnagyobb besüllyedése éppen ezután (a pannóniai emeletben) indult meg. Közben a Kárpátok már hegységgé emelkedtek, tehát a pannóniai emelet végén lényegében előállott a mai tektonikai kép. Az intrapannóniai és poszt-pannóniai vulkáni tevékenység magyarázza, hogy a medence még később is alakult; például éppen a dunántúli felsőpannóniai bazaltvulkánsor mellett vastag a pleisztocén összlet. És noha a medence még ma is alakul (szintváltozások, a g évszázados változása), a nagyvonalú modell már a pliocénban készen állott: a kéreg a medence nagy részén jelentősen *elvékonyodott* és a környező lánchegységek ívében egy sajátos felépítésű *fiatal medence* feküdt.

Az ausztriai szakaszt megelőző üledékképződés az ausztriai utánitól jelentősen különbözik. Amaz epikontinentális, túlnyomórészen *karbonátos* faciessel; emez medenceüledékképződés, túlnyomórészen *törmelékes* faciessel, amelyet hatalmas mennyiségű piroklasztikus anyag tarkít.

A földkéreg a medencében – amint említettük – sajátos módon (és ismeretlen okból) nem mindenütt vékonyodott el. Ott, ahol felsőkrétánál idősebb kőzetek vannak a felszínen (vagyis ahol a medencealjzat a felszínen van), a földkéreg kb. normális vastagságú. Középhegységünk és a Belső Kárpátok tehát preausztriai kéregreliktumok.

Mindebből könnyű levezetni a Kárpát-medence *poszt-ausztriai* tektonikáját. A kéreg a medence területén nem egyenletesen vékonyodott el, tehát nem is egyenletesen süllyedt. E törésekkel felsabdalt lemez egyes tömbjei önállóan foglaltak el izosztatikus egyensúlyi helyzetet (lokális kompenzáció). Nem ismerjük azokat a tényezőket, amelyek az elvékonyodást és az ennek megfelelő süllyedést differenciálták, de nyilvánvaló, hogy ebben a kéreglemez laterális anizotrópiájának volt döntő szerepe. Egy bizonyos: sem az akkori felszín néhány kilométer vastag üledékes vagy átalakult kőzeteinek (pl. valamilyen „Tisiának”, vagy „küszöbnek”), sem pedig horizontális nyomásnak nem lehetett szerepe a folyamatban, amint általában vélik.

Nemhogy nyomófeszültségek nem voltak ezidőtájt a Kárpát-medencében, hanem kifejezetten húzófeszültségek uralkodtak, mert különben sem a süllyedés, sem a vulkanizmus nem jöhetett volna létre.

Egyetlen nyomófeszültség-indikátor van a Kárpát-medencében: a harmadidőszaki *pikkelyek* nagy száma. Ezeket a pikkelyeket – klasszikus szemlélettel – nyomófeszültségekkel magyarázzák. Véleményünk szerint azonban ezek is húzófeszültség termékei és nagyrészt nem mások, mint olyan megbillent rögök, amelyeket a mellettük keletkező süllyedék mintegy magára húzott.

E modell értelmében felszíni hegységeink nagy része is szükségképpen pikkely-jellegű. A Gellérthegy pl. már durva rátekintésre sejteti, de egy barlangi vízkutató fúrás meg is erősítette a leírtakat: a triász dolomit alatt eocént talált (ALFÖLDI L., ERDÉLYI M. 1967).

Felszíni mechanizmusát tekintve, az ilyen rábillent pikkely és a lánchegységi takaró között noha jelentős, de csak fokozati különbség van. Szolgáljon ez is intelmül, hogy tektonikai megítélésben nem csupán a felszíni formaelemekből, hanem a felszíni formaelemek és az alattuk levő kéregszerkezet együtteséből kell kiindulni!

Ezzel eljutottunk medencealjzatunk szerkezetéhez. A medencealjzat szintkülönbségei elérik a 4 – 5 km-t. Ezek egy része már akkor is létezhetett, amikor a medencealjzat még szárazon, erózióknak kitéve állott. Nagyobb részük azonban *differentiált süllyedéssel* jött létre.

Amikor az egyik vagy másik 30 km vastag kéregtömb vékonyodni kezdett, egyáltalában nem törődött azzal, hogy mi az a néhány kilométer vastag, viszonylag kissűrűségű anyag, amely felső egytizedét alkotja. A töréses, színorogén tektonikai mozgások a kéreglemez egészét érintették.

Szó sem lehet tehát arról, hogy a medencealjzat domborzata valamiféle ősi szerkezeti irányokat mutat. Egy-egy besüllyedt vagy fennmaradt tömbben békésen megfér egymással a prekambriumtól a juráig számos időszak képződménye. A domborzat csak akkor korrelál töréses szerkezettel (de akkor sem az összlet belső szerkezetével), ha egy szerkezeti vonal egyúttal rétegtani elhatárolást is jelent, vagyis ha az üledékképződést kiváltó süllyedék egy (vagy több) régi törés újraéledésével jött létre. Ez azonban nem szabály, inkább kivétel. BALLA Z. (1966) vizsgálatai szerint a prevariszkuszi, variszkuszi és alpi statisztikus irányok rendre: ÉÉK – DDNy, ÉNy – DK, DNy – ÉK. Korrelációnak nyoma sincs. A medencealjzat mélységeloszlása (Gauss eloszlása) sem korrelál semmiféle nagyszerkezeti elemmel.

Medencénk aljzata adja a legjobb televényt a különféle nagytektonikai hipotézisekhez („Tisia”, „köztes hegység”, „köztes tömeg”, „Kordillera” stb.). *A valóságban pedig harmadidőszaki medencénk alján a földkéreg van*, amelyet felülről a preausztriai medencealjzat határol a maga rétegtani és domborzati tarkaságával.

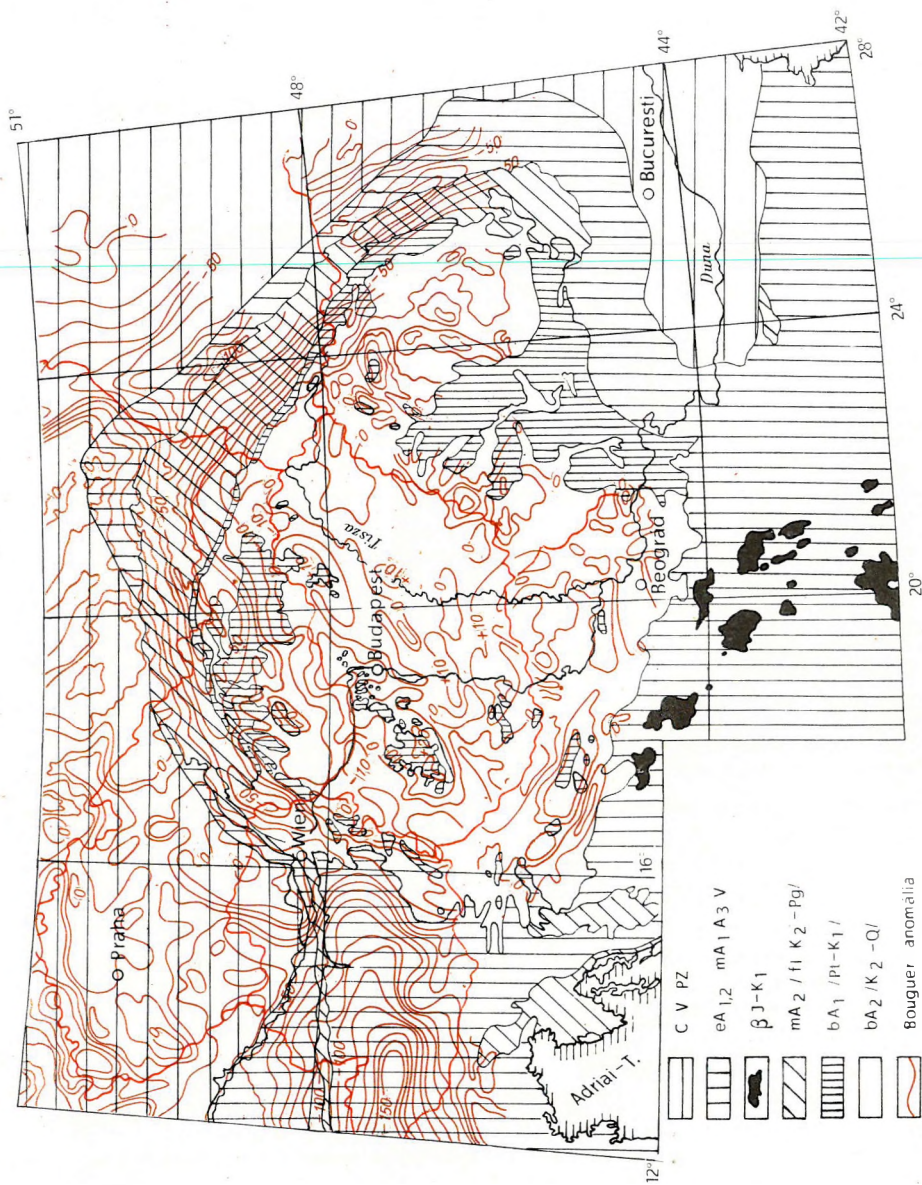
*

Valamennyi eddigi fejtegetés többek között arra is irányult, hogy a Kárpát-medence sajátos voltát még medencetársaihoz képest is igazolja. Amikor a sajátosság mibenlétét és okát firtattuk, végülis eljutottunk a Kárpát-medence furcsa alakjához, teljes zártságához. Az összes többi köztes medence geoszinklinálison belül van, kérge is vastag; noha valamivel vékonyabb, mint a környező magas hegységeké, mert ezt a medenceképződés mechanizmusa megköveteli, még mindig geoszinklinális-méretű; a Pó medencében pl. 60 km-t is mértek. A Kárpát-medence azonban nem geoszinklinálison belül van, hanem két önálló geoszinklinális-lánchegységet – a Dinaridákat és a Kárpátokat – választ el egymástól. Tulajdonképpen semmi köze nem lenne e két geoszinkli-

4. ábra. A Kárpát-medence vázlatos, korrigált tektonikai térképe SCHATSKY N. S. és társai nyomán. A Bouguer anomáliákat a párisi Bureau Gravimétrique International 1:1 000 000 méretarányú térképe és a Geophysical Prospecting IV. 1. száma (DE BRUYN, I. W. 1955) nyomán vázlatosan közöljük

Fig. 4. Исправленная схематическая тектоническая карта Карпатского бассейна по ШАТСКИЙ Н. С. и др. Аномалии Буге нанесены на карту в обобщенном виде по карте масштаба 1 : 100 000 Международного гравиметрического Бюро, Париж и по номеру IV. 1. журнала „Джеофизикал проспектинг” (ДЕ БРУЙН И. В., 1955)

Fig. 4. An improved outline tectonical sketch of the Carpathian-basin after SCHATSKY N. S. et al. Bouguer anomalies after a 1:1 000 000 map of the Bureau Gravimétrique International, Paris and after the Geophysical Prospecting IV. 1 (de BRUYN I. W. 1955), generalized



A felfelé vezető lehetőségeket ismertettük. Lefelé nem mehetett. Marad tehát valamilyen laterális átrendeződés lehetősége.

*

A szerző köszönetét fejezi ki mindazoknak, akik tanáccsal, bírálattal, vagy adattal segítettek. Leginkább megilleti a köszönet a lektorokat: BALOGH KÁLMÁNT, JÁMBOR ÁRONT és SZ. PINTÉR ANNÁT, akik tanácsaikkal szinte a társ-szerzősége tarthatnak igényt, noha a koncepciónak nem minden lényeges részével értettek egyet. A szerző, a tanácsok egy részének figyelembevétele mellett, megmaradt eredeti elgondolásánál, mert úgy vélte, hogy ez a tanulmány (illetve e tanulmány bővebben kifejtett eredetije, SZÉNÁS GY. 1967) képviseli a Kárpát-medence első egyszerű, zárt modelljét.

IRODALOM

- ÁDÁM A. 1964: A kéreg és felsőköpeny felépítése Magyarországon a magnetotellurikus és relativ tellurikus frekvenciaszondázások alapján. Geofizikai Közlemények, XIII. 2.
- ALFÖLDI L. – ERDÉLYI M. 1967: A tiszakécskei, a népligeti és a gellérthegy vízkutató fúrás. Szóbeli közlés.
- BALKAY B. 1960: A magyarországi földkéreg szerkezete. Geofizikai Közlemények, IX. 1–2.
- BALLA Z. 1966: A Dunántúl perm előtti képződményeinek szerkezetéről. Földtani Közöny, LXLVII. 1.
- BALOGH K. 1967: Magyarország tektonikai térképe (kézirat)
- BELOUSOV V. V. 1962: Basic Problems in Geotectonics, McGraw Hill, New York
- BONČEV E. 1938: Untersuchungen über die tektonischen Beziehungen zwischen den Südkarpaten und der Stara Planina. Geol. Balcanica, III. Sofia.
- BRUYN J. W. de 1955: Isogam Maps of Europe and North Africa, Geophysical Prospecting III. 1.
- EGYED L. 1964: A Föld belső felépítéséről. Geofizikai Közlemények, XIII. 2.
- KAUTZLEBEN H. 1968: A földmágneses normáltér Középeurópában. Geofizikai Közlemények, XVII. 1–2.
- KÁRNÍK V. – RUPRECHTOVÁ L. 1964: Seismicity of the Carpathian Region. Geofysikální Sborník, XI. Praha.
- Kárpát–Balkán Asszociáció VIII. (belgrádi) kongresszusának közleményei, valamint a közleményekben nem szereplő előadások és szóbeli információk: PROSEN D., DRAGAŠEVIĆ T., ALFÖLDI L., ERDÉLYI M.
- KERTAI GY. – KÖRÖSSY L. 1964: A magyar medence szerkezeti térképe (kézirat).
- KRIVÁN P. 1962: Felsőpleisztocén (Rissi) andezitvulkánosság nyomai Aszód környékén. Földt. Közl. XCII. 3.
- LÓCZY L. sen. 1918. Magyarország földtani szerkezete. A Magyar Szent Korona országainak földrajzi, stb. leírásában. M. Földrajzi Trs. Budapest.
- MITUCH E. 1964: A hazai kéregkutatás újabb eredményei. Geofizikai Közlemények, XIII. 3.
- MITUCH E. 1966: A magyarországi kéregkutatás folytonos harántszelvényezéssel kapott eredményei. Geofizikai Közlemények, XV. 1–4.
- MITUCH E. – POSGAY K. – SOLLOGUB V. B. – CHEKUNOV A. V. – CHILINSKY L. A. 1967: Experimental Crustal Investigations between Debrecen (HPR) and Beregovo (USSR). Geofizikai Közlemények, XVII. 1–2.
- MITUCH E. 1968: A nemzetközi földkéregkutató vonalak magyarországi szakaszain végzett szeizmikus mérések eredményei. Geofizikai Közlemények, XVII. 4.
- POPELAŘ J. 1968: A gravitáció és az izosztázia a csehszlovák Kárpátokban (Schwerefeld und Isostasie in den tschechoslowakischen Karpaten). Geofizikai Közlemények, XVIII. 1–2.
- PROSEN D. – DRAGAŠEVIĆ T. 1967: A jugoszláviai szeizmikus mélyszondázás eredményei (oroszul). Geofizicheskie Izledovannija Trevennija Zemnoj Korti Jugo – Vosztocnoj Jevropii, N. 5, Moszkva.

- RENNER J. – STEGENA L. 1966: Magyarország mélyszerkezetének gravitációs vizsgálata. *Geofizikai Közlemények*, XIV. 1 – 4.
- RINGWOOD, A. E. 1966: The Chemical Composition and Origin of the Earth. In: P. M. Hurley (Editor), *Advances in Earth's Science*, M. I. T. Press, Cambridge Mass.
- SCHATSKY, N. S. – BOGDANOFF, H. A. – MOURATOV, M. V. 1964: *Tectonique de l'Europe (et la carte tectonique internationale de l'Europe au 1:2 500 000)*. Maisons d'édition Nauka et Nedra Moszkva.
- SOLLOGUB, V. B. – CHEKUNOV A. V. – LIVANOVA L. P. 1967: Results of deep seismic sounding in the Soviet Carpathians and the adjacent part of the Russian Platform. *Kárpát – Balkán Asszociáció VIII. Kongresszusa*, Belgrád.
- STEGENA L. 1964: The Structure of the Earth's Crust in Hungary. *Acta Geol.* VIII. 1 – 4.
- STEGENA L. 1967: A Magyar medence kialakulása. Előadás a Magyar Geofizikusok Egyesületében.
- SZÁDECZKY – KARDOSS E. 1967: Elgondolások a kárpáti medencerendszer mélyszerkezeti és magmatektonikai vizsgálatához. *MTA X. Oszt. Közl. I.* 1 – 2.
- SZÉNÁS GY. 1964: Néhány megjegyzés a magyarországi földkéregről. *Geofizikai Közlemények*, XIII. 3.
- SZÉNÁS GY. 1967 : A Kárpát-medence kéregszerkezete és fejlődéstörténete (kézirat).
- TELEGDI ROTH K. 1929: Magyarország geológiája. Tud. Gyűjtemény, Danubia, Pécs.
- VADÁSZ E. 1960: Magyarország földtana. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- VERŐ J. 1968: A földi áramok sajátos polarizációja a Kárpát-medencében. *Geofizikai Közlemények*, XVII. 4.
- ZOUBEK V. et al. 1960: Tectonic Development of Czechoslovakia. Nakl. CAV., Praha.

SZÉNÁS GYÖRGY „*A Kárpát-medence kéregszerkezete a földtan és a geofizika tükrében*” című tanulmánya előreláthatóan vitát vált ki. Olvasóink tájékoztatására közöljük a lektori véleményeket, amelyek a várható ellenvetéseket szakszerűen összefoglalják.

BALOGH KÁLMÁN

A szerző tanulmánya azt a célt tűzi maga elé, hogy a vizsgált terület geológusok megállapította tektonikáját a geofizikai kéregszerkezeti eredmények fényében tekintve, a Kárpátok és a belső-kárpáti medencék kialakulásának mechanizmusát olyan, lehetőleg ellentmondás nélküli képbe foglalja, amely geológusok és geofizikusok számára egyaránt elfogadható lenne. Az általa felállított modell, újszerűségénél fogva, gondolatébresztő és figyelmet érdemel. Nyilván a kéregre és különösen a köpenyre vonatkozó ismeretünk hiányosságán múlik, hogy e modell működése mégsem tökéletesen világos.

1. A szerző főleg csak függőleges irányú kéregelmozdulásokkal és erőkkel dolgozik; modelljének működését elsősorban az izosztázásra, illetve a kéreg alulról való pusztulására alapozza. Ez a „passzív medencék” keletkezésére nézve termékeny gondolat, azonban az „aktív medencék” (geoszinklinálisok) kialakulásának és orogenezisének magyarázatához nem elégséges. A geológusok tekintélyes része az orogenezis (különösen pedig a takaróképződés) mechanizmusát *aktív* horizontális erők nélkül ma sem tudja elképzelni. A „lánchegységek” bonyolult szerkezete ui. a geológus számára olyan alapélmény, amely a keletkezés lenyűgöző méretű jelenségének – *pusztán* nehézségi erőhatásra visszavezetett – másodlagos folyamattá „degradálását” rendkívül megnehezíti. Véleményem szerint a *hegységképződés sokkal összetettebb folyamat, semhogy egyetlen erőhatásból magyarázható lenne*. Ha – mint a szerző is felteszi – a geoszinklinálisok besülylyedését a köpeny leszívó hatása okozza, akkor a köpenyben fölfelé irányuló és az „áramkör”-t záró horizontális áramlásoknak is lenniük kell. Ha pedig ilyenek léteznek, akkor azok az ún. „passzív medencék” kialakulásfolyamatából sem küszöbölhetők ki teljesen.

2. A szerző feltevése szerint a „passzív medencék” keletkezése – egyelőre ugyan kellően meg nem magyarázott, de differenciált – kéregbeolvadással kapcsolatos (messen a 30 km-es határon felül, amit a kontinensek kéregvastagságának átlaga jelent). Mi azonban a magyarázata annak, hogy a geoszinklinálisok mélyén 60–80 km-ig is beszívódó kéreg nem olvad be, sőt ún. „hegységgyökér”-ként két orogén ciklust is átvészel? Miért kerül („termelődik”) a besülylyedő geoszinklinális-képződmények plasztikus alakváltozásából származó hőmennyiség az orogén öv által körülvett „passzív medencék” alá (a kőzetek közismerten rossz hővezető képessége ellenére), s miért nem fordítódik mindjárt helyben a képződő hegységgyökér beolvasztására? A „passzív medencék”-nek miért éppen a külső, kontinentális keretén és milyen feltételek között alakul ki geoszinklinális?

3. A modellnek az az alapgondolata, hogy a Kárpátokból csupán a felső-kréta – harmadidőszaki Flis-Kárpátok alkot lánchegységet és volt geoszinklinális. Minden, ami ezen belül van (a Belső-Kárpátok, a Bihar, a magyar középhegységek és a fiatal medencék aljzata) az alpi geoszinklinálisnak csupán epikontinentális melléktengeréhez tartoztak. A felső-kréta hegységképződés ezen a területen csupán kisebb-nagyobb pikkelyeződést eredményezett, a mély gyökerű orogén szerkezetek kialakulása azonban itt már a kaledóniai, legkésőbbben az idősebb herciniai fázisokkal befejeződött. Mindezek alapjául a geoszinklinális-lánchegység fogalmának a mai kéregmélységekből és tömeghiányeloszlásokból kiinduló meghatározása szolgál.

A mai geofizikai kép múltba vetítésének ez a módja, azonban véleményem szerint túlzásba

vitt aktualizálás. A Belső-Kárpátok szerkezetének – hallgatólagosan – a magyar középhegységekével való egyenlősítése, a belső-kárpáti takarók létének tagadása, illetve „nagy pikkelyek”-ké való átminősítése – megfelelő földtani bizonyítékok híján – ugyanúgy a geológusok heves ellenzésére számíthat, mint alpi fáciesű mezozoikumunknak epikontinentális üledékké való átértékelése.

JÁMBOR ÁRON

A dolgozat hazai viszonylatban először veti fel a földtani szelvények felszínes – azaz csak a felső néhány ezer métert átfogó – voltának tarthatatlanságát, s egyúttal a geofizikai tények birtokában a kivezető utat is megadja, a Kárpát-medencének a köpenyig értelmezett tektonogenezisével együtt. Mint a szerző is jelzi, nem minden kérdésben maradt a klasszikus földtan taposta keskeny s e téren igen sokszor csak a fantázia bizonytalan korlátaival szegélyezett ösvényen. Módszere, teljességében ellenkezik a földtani ismeretszerzés gyakorlatával, amely a helyszíni részadatokból igyekszik a szintézist kialakítani. A szerző, a klasszikus földtani tényektől független, regionális geofizikai kép alapján veszi – lényegében véve jogos – bírálat alá földtani elképzeléseinket. Ezért valószínűleg sok ellenzője lesz elgondolásainak, az igazság azonban úgy látszik nem középúton, hanem a geofizikai igazságok felé eltolódva fog kikristályosodni.

SZ. PINTÉR ANNA

A geológus és a geofizikus munkáját az alkalmazott földtani kutatásban szoros együttműködés jellemzi. A kutatási eredmények itt kölcsönösen kiegészítik, feltételezik egymást, a kutatási szemlélet a két tudomány állandó egymásrahatásában alakult ki. A nagytektonikai elképzelések kialakításánál ilyen szoros együttműködésre – részben tudománytörténeti, részben módszertani okok miatt – nem volt lehetőség. A geofizika egészen fiatal tudomány, s különösen nagytektonikai dimenziókban szinte csak az utolsó 10 évben szolgáltat konkrét, hipotézisektől mentes mérési adatokat. A geofizikát viszont már jelenleg, ha reális nagytektonikai modell kialakítására törekszünk, nem lehet figyelmen kívül hagyni.

Minden modellnek az a sorsa, hogy újabb modernebb adatok birtokában revízió alá vegyék. Ezt a munkát végzi el a szerző a Kárpát-medence felszíni földtani megfigyelésekre alapozott nagytektonikai modelljén (helyesebben modelljein), elsősorban a szeizmikus mélyszondázások fényében. Az út, amelyen a szerző jár, magától értetődően a tektonikai alapfogalmak geofizikai szempontból való elemzésével kezdődik (a munkának ez a része az alkalmazott geofizika kutatói számára is régóta várt segítség), és szükségszerűen elvezet a Kárpát-medence egy korszerűbb nagytektonikai modelljéhez.

FÖLDTANI-GEOFIZIKAI KÖVETKEZTETÉSEK AZ ALFÖLDÖN, TÉRFOGATSÚLYADATOK STATISZTIKUS FELDOLGOZÁSÁBÓL

SZ. KILÉNYI ÉVA

Е. С. КИЛЕНИ

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ О СТРОЕНИИ БОЛЬШОЙ НИЗМЕННОСТИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ СТАТИСТИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ ОБ ОБМЕННОМ ВЕСЕ ГОРНЫХ ПОРОД

По данным измерения объемного веса кернов буровых скважин была определена зависимость объемного веса от глубины для паннонского комплекса отдельных районов Большой низменности. Систематические изменения этих функций связаны с геологическим строением районов. Изучение элементов основания бассейнов было направлено на определение границ разделов, решающим образом влияющих на поле силы тяжести. В результате проведенных исследований были решены проблемы интерпретации гравиметрических данных бассейна Задьяварекаш.

E. KILÉNYI

GEOLOGICAL-GEOPHYSICAL CONSIDERATIONS ON THE HUNGARIAN GREAT- PLAIN THROUGH A STATISTICAL ANALYSIS OF DENSITY DATA

Density versus depth functions have been established from cores for the Pannonian complex of certain areas of the Great Plain. The functions revealed a systematic interrelation between density and the structural pattern of the area. The analysis aimed at a decision between the boundaries influencing the gravity field; it was shown that in this respect the so called Pre-austrian basin-floor is of dominating significance. The investigations resulted in a solution of the gravity interpretation of the so far problematic Zagyarékas basin.

Bevezetés

A M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet 1964 – 65-ben – amint ismertes – geofizikai kutatásokat végzett Szolnok környékén. A különböző módszerek eredményeinek feldolgozásakor számos probléma vetődött fel: néhol nehézségbe ütköztünk a gravitációs, geoelektromos és szeizmikus eredmények összehangolásánál. Jelen dolgozatunk a gravitációs és a (mélyfúrásokkal alátámasztott) szeizmikus eredmények egyeztetésére végzett vizsgálatokat ismerteti.

A terület földtani felépítését csak vázlatosan ismertjük: az Alföld középső részének kialakulását két nagyméretű, medencekialakító süllyedéssel modellezhetjük: az elsőnek eredménye a felsőkréta-paleogén, a másodiké a neogén üledékképződési ciklus. A felsőkrétával kezdődő süllyedés az alpi hegységképződés ausztriai fázisával kapcsolatos, ezért ezen üledékek medencealjzatát – amely csak szerkezeti funkcióját tekintve egységes, közzettanilag és rétegtanilag heterogén – preausztriai medencealjzatnak nevezzük; a neogén üledékek pedig – amelyek főtömege a pannóniai emeletbe tartozik – a neogén medence aljzatára települnek. E két medencealjzat a geofizikai kutatásokban elsőrendű szerepet játszik.

A területre egységesen jellemző medencealakulaton belül, a tömbökre tagolódott aljzat elemeinek különböző süllyedési sebessége mind a preausztriai medencealjzatban, mind pedig a neogén medence aljzatában lényeges mélység-különbségeket hozott létre.

Problémafelvetés, vizsgálati módszer

A terület Bouguer anomáliatérképén (1. ábra) két maximum uralkodik, amelyek átlósan kettéosztják a területet. Ettől az átlótól DK-re kis kiterjedésű, kis értékű maximumokat és minimumokat, ÉNy-ra pedig előbb kis mértékű emelkedést, majd fokozatos süllyedést találunk.

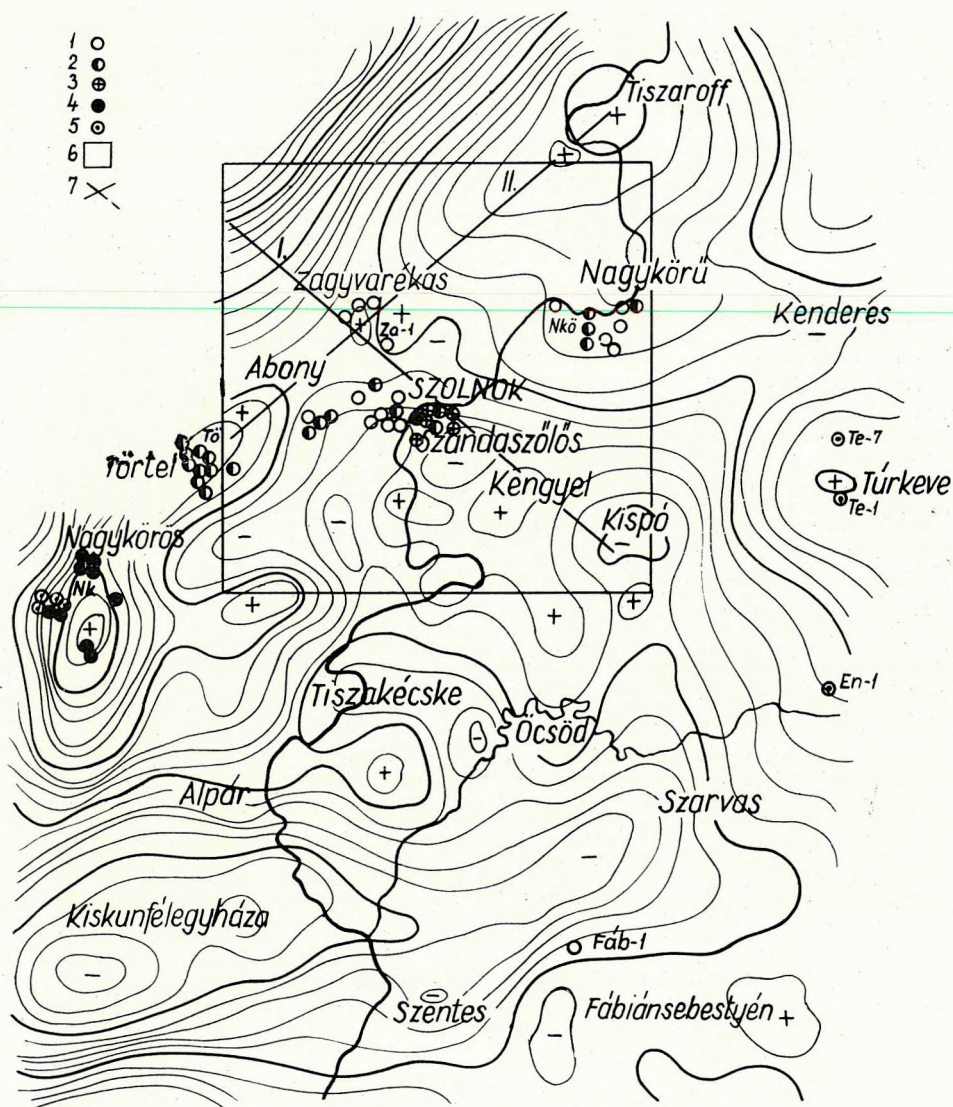
Az irodalom (PINTÉR et al., 1964.) szerint a Szolnok környéki terület Bouguer, ill. Faye anomáliái részben jól, részben gyengén, részben pedig negatívan korrelálnak a harmadidőszaki medence aljzatával. A negatív korreláció területe a zagyvarékesi medence. Minthogy a geoelektromos és a refrakciós szeizmikus módszer – elvben – e medencealjzat domborzatát kell hogy megadja, a gravitációs kép, amelytől kvalitatíve ugyanezt várjuk, itt látszólag ellentmondásba kerül a másik két módszerrel.

Az ellentmondások feloldására elsősorban a két prominens maximum regionális hatásának eltávolításával törekedtünk. Kiszámítottuk a terület Elkins-féle $\partial^2 g / \partial z^2$ anomáliáit. Az Elkins anomáliákban megjelentek a szeizmikus mérésekből meghatározott DNy – ÉK-i szerkezeti irányok, de megmaradt a zagyvarékesi medence „ellentmondása”. Egyéb másodlagos feldolgozás is hasonló eredményre vezetett.

Ezután azt vizsgáltuk, hogy a zagyvarékesi medence nagy (Bouguer- és maradék) anomáliái a nagy süllyedéket kitöltő üledékösszlet anomális sűrűségével függenek-e össze, vagy pedig nem találtuk meg a megfelelő eljárást a regionális hatások eltávolítására. A probléma vizsgálatára feldolgoztuk a területnek, valamint tágabb környezetének pannóniai és idősebb magmintáiból kapott sűrűség- és porozitás adatait. Az adatok eloszlását az I. táblázat szemlélteti.

I. táblázat

A magminták kora	A fúrások szám	Térfogatsúly adatok száma	Porozitás adatok száma	Megjegyzés
Pannóniai	88	899	198	519 db agyag-márga
Felsőkréta-paleogén	44	159	15	ún. flis
Felsőperm	11	31	1	arkózás homokkő
Triász-jura alsókréta	10	73	10	mész- dolomit
Ópaleozoikum	12	23	–	gránit, csillámpala, amfibolit
Összesen		1185	224	



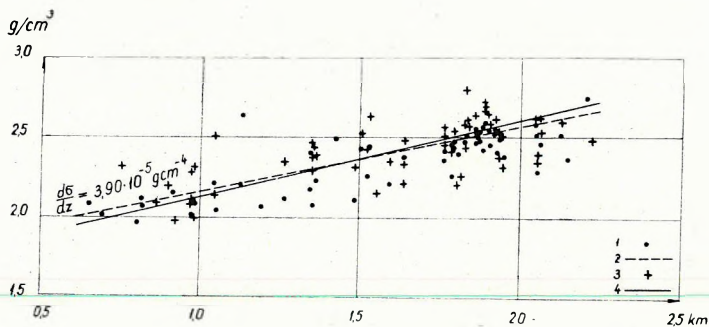
1. ábra. A kutatási területnek és környékének Bouguer anomáliatérképe a felhasznált mélyfúrásokkal (az elért legidősebb képződmények feltüntetésével)

1. neogén, 2. felsőkréta-paleogén (flis), 3. alsókréta diabáz, 4. felsőperm-alsókréta üledékes kőzetek, 5. ópaleozoikum, 6. a kutatási terület, 7. gravitációs-szeizmikus összehasonlító szelvény vonala

Fig. 1. Карта аномалий Буге района работ и сопредельных районов с использованными глубокими скважинами (с указанием вскрытых ими наиболее древних образований) 1 — неоген; 2 — верхний мел — палеоген (флиш); 3 — нижнемеловые диабазы; 4 — осадочные отложения верхней перми — нижнего мела; 5 — древнепалеозойские образования; 6 — район работ; 7 — сопоставление профилей по данным сейсмоки и гравиметрии

Fig. 1. The Bouguer anomaly map of the area and surroundings with the drillings utilized (with oldest formations drilled)

1. neogéne, 2. Upper-Cretaceous Paleogene (Flysch), 3. Lower-Cretaceous diabase, 4. Upper-Permian — Lower Cretaceous sedimentary rocks 5 Old Paleozoic 6 The area proper 7 The comparative gravity-seismic profile

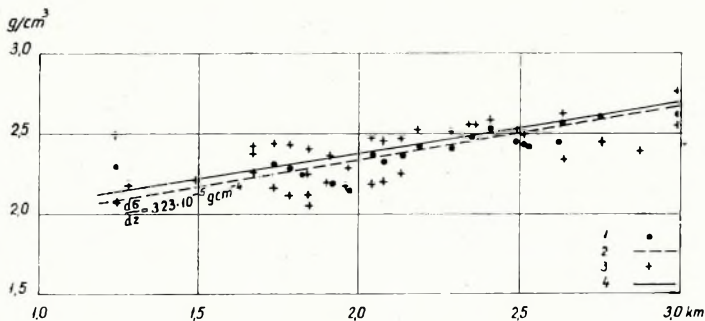


2. ábra. A nagykörűi mélyfúrások porozitással korrigált pannóniai térfogatsúlyadatainak összehasonlítása agyagok és márgák korrigálatlan adataival

1. agyagok és márgák térfogatsúlyadatai, 2. az agyagmárga adatok kiegyenlítő egyenese, 3. porozitással korrigált térfogatsúlyadatok, 4. a korrigált adatok kiegyenlítő egyenese

Фиг. 2. Сопоставление данных об объемном весе паннонских образований из скважин Надькөрү, в которые введены поправки за пористость, с неисправленными данными глин и мергелей

Fig. 2. The porosity-corrected Pannonian density data of the Nagykörű drillings with uncorrected clay and marl data

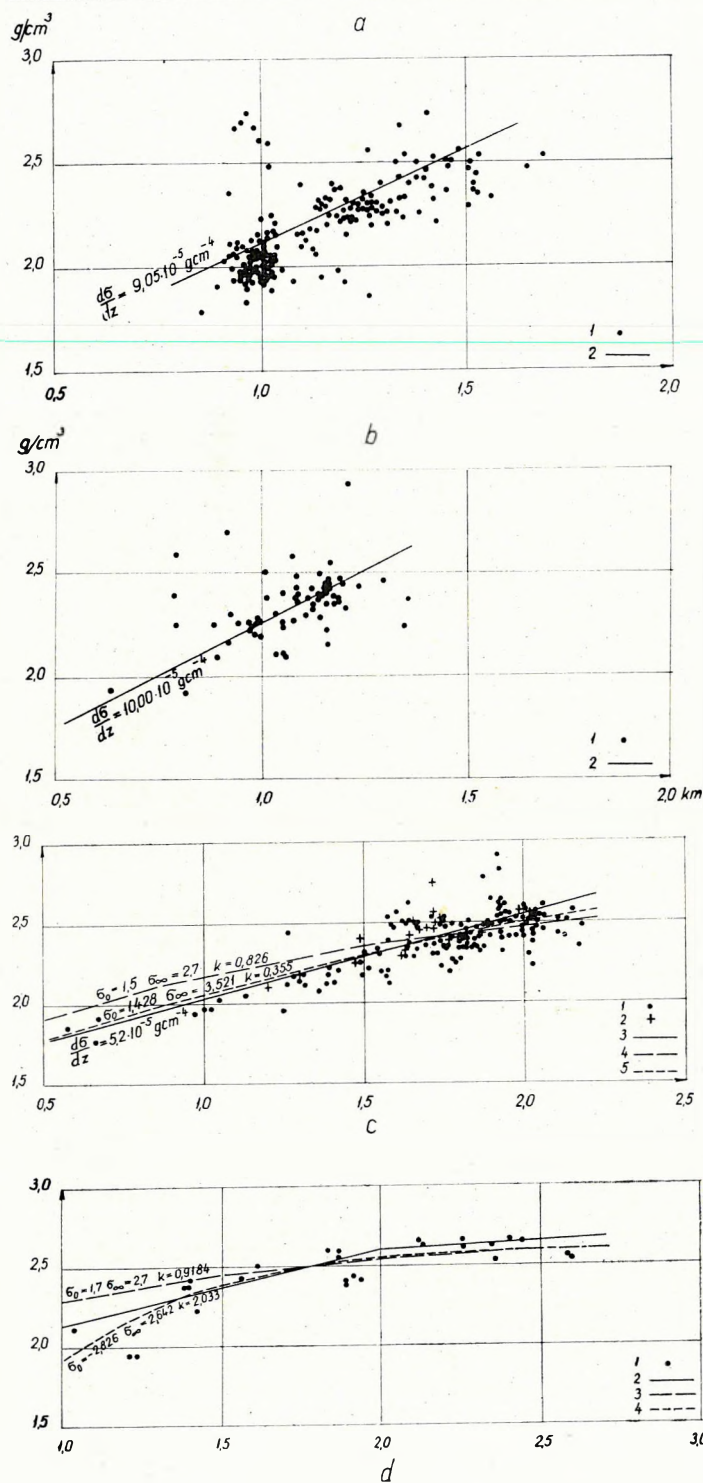


3. ábra. A Fábiánsebestyén – 1 mélyfúrás porozitással korrigált pannóniai térfogatsúlyadatainak összehasonlítása agyagok és márgák korrigálatlan adataival

1. agyagok és márgák térfogatsúlyadatai, 2. agyag-márga adatok kiegyenlítő egyenese, 3. porozitással korrigált térfogatsúlyadatok, 4. a korrigált adatok kiegyenlítő egyenese

Фиг. 3. Сопоставление данных об объемном весе паннонских отложений из скважины Фабианшебештьен – 1, в которые введены поправки за пористость, с неисправленными данными глин и мергелей

Fig. 3. The porosity-corrected Pannonian density data of the Fábiánsebestyén – 1 drilling with uncorrected clay and marl data



4. ábra. Pannóniai agyagok és márgák térfogatsúlyadatai a mélység függvényében

a) Törtel 1. térfogatsúlyadatok, 2. kiegyenlítő egyenes,
b) Naaphkórás 1. térfogatsúlyadatok, 2. kiegyenlítő egyenes,
c) Szolnok-Szandaszőlő 1. szolnoki fűrészek térfogatsúlyadatok, 2. szandaszőlősi fűrészek térfogatsúlyadatok, 3. kiegyenlítő egyenes, 4. Athy-féle kiegyenlítés kötetlen kezdeti és végső értékek, 5. Athy-féle kiegyenlítés $\sigma_1 = 1,5$, $\sigma_\infty = 2,7 \text{ g/cm}^3$, $k = 0,926$, $\sigma_0 = 1,5$, $\sigma_\infty = 2,7$, $k = 0,926$,
d) Zagyvarékas 1. térfogatsúlyadatok, 2. kiegyenlítő egyenes, 3. Athy-féle kiegyenlítés kötetlen kezdeti és végső értékek, 4. Athy-féle kiegyenlítés $\sigma_1 = 1,5$, $\sigma_\infty = 2,7 \text{ g/cm}^3$, $k = 0,926$, $\sigma_0 = 1,5$, $\sigma_\infty = 2,7$, $k = 0,926$.

Фиг. 4. Зависимость объемного веса паннонских глин и мерелей от глубины их залегания

Fig. 4. Density data of Pannonian clays and marls versus depth

A feldolgozott térfogatsúly adatok* mennyisége (1185) megengedi, hogy a területre jellemző, sőt bizonyos fokig általánosított következtetéseket vonjunk le.

A porozitásmérések száma csupán 224, tehát porozitással korrigálni általában nem tudunk. Ezért a nagykörűi és fábiánsebestyeni fúrásoknál (ahol 81, ill. 100%-ot ér el a porozitásmérések aránya) megvizsgáltuk az agyag és márga adatok használhatóságát porozitáskorrekció nélkül. Azt találtuk, hogy a korrigált adatokból és a nem korrigált agyag-márga adatokból szerkesztett térfogatsúly-mélység függvények közötti eltérés elhanyagolható (2., 3. ábra). Így másutt is készíthetünk megbízható térfogatsúly-mélység függvényeket agyagok és márgák adataiból.

A szerkezetileg elkülönülő területegységeként ábrázolt térfogatsúly-mélység függvények (4/a – d. ábra) jó közelítéssel lineárisnak vehetők, de gradienseik lényeges eltérést mutatnak (szélső értékek: $3,23 \cdot 10^{-5} - 10,00 \cdot 10^{-5} \text{ gcm}^{-4}$); mégpedig a kisebb mélységű medencerészekben a függvények gradiense jóval nagyobb, mint a mély medencerészekben.

A vizsgált területek adatai közül egyedül a zagyvarékasok nem egyenlíthetők ki egyenessel; itt vagy két egyenes szakaszt kell felvennünk, vagy pedig egy erősen hajló görbét.

Az 5. ábrán az egyes területek pannóniai adatainak kiegyenlített görbéit és a különféle medencealjzatképződmények térfogatsúlyadatait mutatjuk be.

Következtetések

A diagramokból több fontos következtetést vonhatunk le.

1) Ha az egyes területek pannóniai agyag-márga térfogatsúly-mélység függvényeinek végpontjait (vagyis az aljzat közelében levő értékeket) kiegyenlítjük, igen kis dőlésű egyenest kapunk. Nincs tehát lényeges térfogatsúly-különbség a medencealjzat közelében, legyen ez akár 1000, akár 3000 m mélységben ($2,53$ ill. $2,7 \text{ g/cm}^3$). *A sűrűségben – ezek szerint – elsősorban nem a terhelésnek (mélységnek), hanem a kornak, ill. a konszolidációnak van meghatározó szerepe.* A pannóniai üledékanyag mineműségében nincs lényeges területi változás, tehát a leírtakból az is következik, hogy a medencealjzat domborzata nagyrészt a neogén (pannóniai) süllyedés során alakult ki. Az azonos sűrűségű területek közelítőleg úgy tekinthetők, mint azonos korú felületek. Ezek nagyjából követik a medencealjzat domborzatát, természetesen felfelé haladva egyre ellapultabban.

2. Ha a kiegyenlítő egyeneseket a felszínig extrapoláljuk, a következő eredményeket kapjuk:

Törtel: $1,21 \text{ g/cm}^3$, Nagykörös: $1,25 \text{ g/cm}^3$ (1000 – 1500 m mély medence), Szolnok – Szandaszőlős: $1,52 \text{ g/cm}^3$ (1800 – 2000 m), Nagykorú: $1,74 \text{ g/cm}^3$, Zagyvarékas: $1,68 \text{ g/cm}^3$, Fábiánsebestyén: $1,74 \text{ g/cm}^3$ (2200 – 3000 m). A kis-mélységű medence területek irreálisan kis σ_0 értékei az általában 800 m alatti térfogatsúlyadatok kiegyenlítéséből származó nagygradiensű egyenesek extra-

* A térfogatsúly 1 cm^3 térfogatú légszáraz kőzetminta súlya, a porozitás pedig közlekedő porozitás, vagyis permeabilitás.

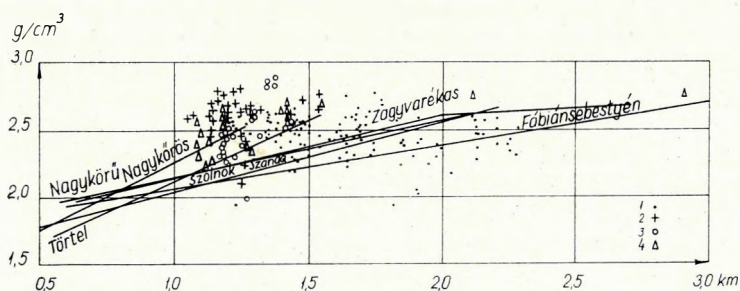
polációjának következményei. Ha reális felszíni értéket veszünk fel, az adatokat már nem lehet egyetlen egyenessel kiegyenlíteni; kisebb mélységben, kisebb gradienst kell feltételeznünk. Ebből arra következtetünk, hogy a kis mélység nemcsak azért van, mert az aljzat azon a helyen kevésbé süllyedt, hanem feltételezzük, hogy a pannóniai emeletben időnként emelkedett is: a pannóniai összlet alsó szinttájai kétirányú nyomást kaptak.

3. Eredményeink eltérnek a közismert Athy diagramtól. Megkíséreltük az adatok kiegyenlítését az Athy-féle $\sigma_z = \sigma_0 + (\sigma_\infty - \sigma_0)(1 - e^{-kz})$ alakú exponenciális függvénnyel, de reális kezdeti és végső érték feltételezésével rossz közelítést, kötetlen határfeltételekkel pedig irreális σ_0 és σ_∞ értéket kaptunk. (4/c – d ábra).

4. Az idősebb kőzetek térfogatsúlya vagy egyáltalán nem, vagy csak igen kis mértékben változik a mélység függvényében. A felsőkréta-paleogén flis átlagos térfogatsúlya $2,55 \text{ g/cm}^3$, vagyis ha 1200 m-nél nagyobb mélységben alkotja a neogén (pannóniai) medence aljzatát (és túlnyomórészt így van!), akkor sűrűsége inverziót okoz (5. ábra). Tehát a gravitációs képet döntően befolyásoló határfelület csakis a preausztriai medencealjzat lehet: ennek elemei közül is elsősorban a mészköves, dolomitos kifejlődésű triász-alsókréta és a metamorf ópaleozóos képződmények. A szeizmikus refrakciós mérések nagysebességű szintjével kapcsolatban is hasonló tapasztalataink vannak, tehát a két módszer „hatója” általában azonos.

5. A zagyvarékasí függvény anomális volta azt bizonyítja, hogy ott a medenceüledékösszlet átlagsűrűsége nagyobb, mint más hasonló mélységű medencében.

* * *



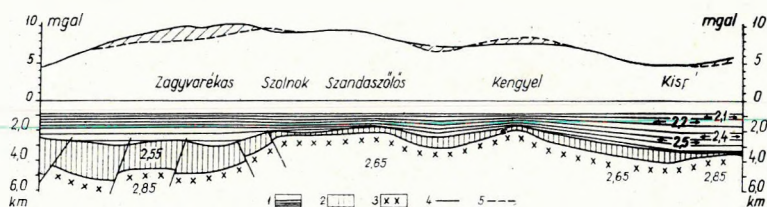
5. ábra. A pannóniai térfogatsúlyadatok kiegyenlített egyenesei és a különféle medencealjzatelemek térfogatsúlyadatai

1. felsőkréta-paleogén, 2. triász-alsókréta, 3. perm, 4. ópaleozóikum

Фиг. 5. Выравненные прямые данных об объемном весе паннонских образований и величины объемного веса различных элементов основания бассейна

Fig. 5. The smoothed straight lines of the Pannonian density data and the densities of the different elements of the basin floor

Az eredményeket egy – a problematikus zagyvarékasi medencét harántoló ÉNy–DK irányú, földtani modellé egyszerűsített – szeizmikus szelvény (6. ábra) mentén ellenőriztük. A preausztiai medencealjzat, ill. az ún. flis sűrűségét az 5. ábra szerint vettük fel, a pannóniai összlet változó sűrűség-



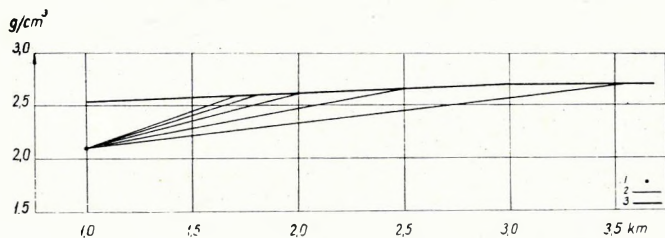
6. ábra. Földtani szelvény gravitációs hatószámítással

1. a pannóniai összlet és térfogatsúlyának változása a mélységgel, 2. felsőkréta-paleogén (flis), 3. a preausztiai medence aljzat, 4. mért Bouguer anomáliák, 5. számított Bouguer hatás

Фиг. 6. Геологический разрез с расчетными глубинами возмущающих тел, вызывающих аномалии поля силы тяжести

Fig. 6. Geological section with gravity depth-determination

mélység függvényét pedig a következőképpen határoztuk meg: az 1000 m mélységhez tartozó átlagos $2,1 \text{ g/cm}^3$ értékből egyeneseket húzva, a területi térfogatsúly-mélység függvények végpontjait kiegyenlítő egyenes azon értékeihez, amelyek a szelvény magas, ill. mélypontjainak felelnek meg, egy sugarasan szétnyíló egyenes-sorozatot kapunk (7. ábra). Ezeket az egyeneseket a szelvény szélsőérték helyein a pannóniai összlet térfogatsúly-mélység függvényeiként foghatjuk fel. Az egyenesek között lineárisan interpolálva meghatározhatjuk a térfogatsúly-mélység függvény szelvénymenti változását. A zagyvarékasi



7. ábra. Szelvénymenti térfogatsúly-mélységfüggvény meghatározása

1. 1 km mélységben felvett átlagos térfogatsúly érték, 2. a szelvény lokális szélsőérték helyeihez húzott egyenesek, 3. a pannóniai térfogatsúly-mélységfüggvények végpontjainak kiegyenlített egyenese

Фиг. 7. Зависимость объемного веса от глубины по профилям

Fig. 7. Density vs. depth function along profiles

medencében azonban a helyi, anomális térfogatsúly-mélység függvényt alkalmaztuk.

A Jung-diagrammal számított és a mért anomáliák közötti különbség részben a tiszaroffi maximum regionális hatásának (zagyvarékesi anomália-többség), részben a kengyeli rög csapásirányban nem végtelen kiterjedésének (anomáliahiány) következménye.

Végeredményben megfelelő pannóniai sűrűségeloszlást és aljzatsűrűség-értékeket alkalmazva és figyelembe véve a regionális hatást, sikerült feloldani azt a látszólagos ellentmondást, ill. megteremteni a módszereknek azt az összhangját, amelyre a tanulmány elején céloztunk.

IRODALOM

- ATHY, L. F. 1930: Density, porosity and compaction of sedimentary rocks. Bull of the AAPG 14. 1.
- FACSINAY L. – TOLMÁR GY. – VARGA I. 1965: A Déltiszántúl geológiai-geofizikai elemzése. Földtani kutatás, VIII. 3.
- FAJKLEVICZ, Z. J. 1966: Fictitious anomalies of higher vertical derivatives of gravity. Geophysics, XXX. No. 6.
- McCULLOCH, T. H. 1965: A confirmation by gravity measurements of an underground density profile based on core densities. Geophysics, XCIX. 1.
- PINTÉR A. – ÁDÁM O. – SZÁNÁS GY. 1964: A magyar medence gravitációs értelmezési problémái. Geofizikai Közlemények, XIII. 3.
- RENNER J. – STEGENA L. 1966: Magyarország mélyszerkezetének gravitációs vizsgálata. Geofizikai Közlemények, XIV. 1–4.
- SZ. KILÉNYI É. et al. 1967: Komplex geofizikai kutatások az alföldi ún. flis-övben. ELGI 1965. Évi Jelentése 10–64. old.
- SZEPESHÁZY K. 1965: Adatok az Alföld középső, Szolnok körüli részének mélyföldtanához. Kézirat.
- VÖLGYI L. 1965: A Nagyalföld középső részének mélyföldtani vizsgálata. Földtani Közöny, XCV. 2.

A FÖLDMÁGNESES HÁBORGÁSOK TERJEDÉSE ÉS ENNEK KÖVETKEZMÉNYEI

LE MINH TRIET

ЛЕ МИН ЧИЕТ

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ГЕОМАГНИТНЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ И ЕГО ПОСЛЕДСТВИЯ

Rассматривается один из возможных вариантов механизма возникновения геомагнитных возмущений и излагаются процессы распространения гидромагнитных волн в верхней части атмосферы. На основании описанного механизма автор показывает, что разница между внезапными началами магнитных бурь и магнитных импульсов равна приблизительно одной минуте на всей Земле, что совпадает с результатами наблюдений. Данная разница проявляется, по всей вероятности, и в возникновении магнитных пульсаций.

LE MINH TRIET

PROPAGATION OF GEOMAGNETIC DISTURBANCES AND ITS CONSEQUENCES

Discussing a possible originating mechanism of geomagnetic disturbances a summary is given of the processes of the propagation of hydromagnetic waves in the high atmosphere. On the basis of the described mechanism of the propagation it is shown that the sudden commencements of the magnetic storms and of the impulses are differing by about one minute over the whole Earth, in fair accordance with the observations. These differences manifest themselves very likely also in the appearance of the magnetic pulsations.

Bevezetés

Régóta ismeretes, hogy a Föld mágneses tere időben állandóan változik. A jelenség periodicitása alapján a változásokat két típusra szokták osztani: periodikus (szekuláris, napi változások és pulzációk) és irreguláris háborgásokra (mágneses vihar, öbölháborgás stb.) Jelenleg általánosan azt fogadták el, hogy a mágneses viharok és a nyomukban fellépő fluktuációk a földmágneses térnek és a Nap korpuszkuláris sugárzásának kölcsönhatásaképpen keletkeznek. Ennek következtében a mágneses fluktuációk a magnetoszféra határán jelentkeznek, hidromágneses hullámok útján terjednek és megfigyelhetők a Föld felszínén. Ezért a hidromágneses hullámok terjedésének vizsgálata igen fontos szerepet játszik a mágneses háborgások, illetve a mágneses viharok tanulmányozásában.

Az utóbbi években igen sok elméleti munkát szenteltek a mágneses viharok keletkezési mechanizmusának. Vizsgáljuk meg a mágneses háborgások egyik lehetséges keletkezési mechanizmusát a magnetohidrodinamikusan elmélet alapján. A magnetohidrodinamikusan elmélet szerint a Nap felől a bolygóközi térből a Föld környezetébe érkező lökeshullámok okozzák a mágneses viharokat és a többi háborgásokat.

Tegyük fel, hogy a magnetohidrodinamikusan lökeshullámok a Nap korpuszkuláris áramában terjednek. Tekintsük dugattyúnak a Nap korpuszkuláris

áramát, és vegyük végtelennek a magnetoszféra elektromos vezetőképességét. Ekkor a magnetohidrodinamikusan lökéshullám egyenletei a következőképpen írhatók:

$$\left. \begin{aligned} \varrho_1 u &= \varrho_2 (u - v) && \text{(tömegmegmaradás)} \\ P_1 + \varrho_1 u^2 + \frac{H_1^2}{8\pi} &= P_2 + \varrho_2 (u - v)^2 + \frac{H_2^2}{8\pi} && \text{(impulzusmegmaradás)} \\ H_1 u &= H_2 (u - v) && \text{(fluxusmegmaradás)} \end{aligned} \right\} (1)$$

ahol ϱ_1 a nyugodt plazma sűrűsége

H_1 a mágneses tér intenzitása a nyugodt régióban

H_2 a mágneses tér perturbációja

ϱ_2 a perturbált plazma sűrűsége

v a korpuszkuláris áram sebessége

u a hidromágneses lökéshullám sebessége

A magnetoszféra külső része ritka plazmának tekinthető, amelyben a gáz nyomása (P_1 , P_2) elhanyagolható a mágneses nyomás mellett.

Egyszerű számítás szerint (LE MINH TRIET, 1968) kapjuk:

$$H_2 = H_1 \sqrt{2} \frac{V}{V_a}$$

ahol $V_a = \frac{H_0}{\sqrt{4\pi\varrho}}$ az Alfvén hullám sebessége.

A mágneses tér változása fluktuációk (h) alakjában észlelhető a magnetogramokon. Itt meg kell jegyezni, hogy az alsó ionoszférában a semleges atomok jelenléte következtében a mágneses fluktuációk a mágneses tér diffúziója útján terjednek.

A következőkben tárgyaljuk a háborgások terjedését a földmágneses térben.

A hidromágneses háborgások terjedése

Ismeretes, hogy a földmágneses tér első közelítésben egy centrikus dipólus terének tekinthető, s a térerősség a következő összefüggéssel határozható meg:

$$H_0 = \frac{M}{r^3} (1 + 3 \sin^2 \varphi)^{\frac{1}{2}}$$

ahol M a Föld mágneses momentuma ($8,1 \cdot 10^{25} \gamma \cdot \text{cm}^3$),

φ a Föld mágneses szélessége,

r a Föld középpontjától való távolság.

A Nap korpuszkuláris áramának és a Föld mágneses terének a határfelülete ott alakul ki, ahol a $\frac{H^2}{8\pi}$ mágneses nyomás egyenlő a napszél ϱv^2 dinamikus

nyomásával. Ez kb. 8 – 10 földugárnyi távolságnak felel meg.

A magnetoszféra plazmával (teljesen ionizált gázzal) van kitöltve. Ezért kell tanulmányozni a magnetohidrodinamikai hullámok terjedését ionizált közegben. A mágneses fluktuációk terjedésének vizsgálata szempontjából a magaslégkört általában két részre bonthatjuk:

1. a magnetoszféra és az ionoszféra felső részére, vagy U tartományra (PIDDINGTON J. H. 1959)
2. az ionoszféra alsó részére, vagy L tartományra. A valóságban az L és U tartományok között nincs fizikai értelemben vett szigorú határ.

A hidromágneses hullámok ionoszférában való terjedésének tanulmányozásához a Maxwell-egyenleteket és az ionizált gáz mozgásegyenletét használjuk fel. Néhány száz kilométeres magasságban (ez a magasság a fluktuáció frekvenciájától függ) a Joule és Hall-effektust már el lehet hanyagolni. Tekintsük a magnetoszférát ideális vezetőnek. Akkor:

$$E = -\frac{1}{c} [\vec{v} \times \vec{H}],$$

$$\frac{\partial \vec{H}}{\partial t} = \text{rot} [\vec{v} \times \vec{H}],$$

ahol V a plazma sebessége.

Ha a mágneses térnek a vihar miatti megváltozását, a fluktuációt, h -val, a homogén mágneses teret H_0 -al jelöljük, akkor:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \text{rot} [\vec{v} \times \vec{H}_0]$$

Említettük, hogy a magnetoszférában a gáznyomás jelentékenyen kisebb, mint a mágneses nyomás: el lehet hanyagolni az eltolási áramot is. A mozgásegyenlet tehát:

$$\varrho \frac{\partial \vec{v}}{\partial t} = \frac{1}{c} [\vec{j} \times \vec{H}]$$

Közelítésben:

$$\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} = [\text{rot } \vec{h} \times H_0] \quad (3)$$

A (2) és (3) leírja a hidromágneses hullámok terjedését a magnetoszférában. Ha a gáz stacionárius állapotban van, és a mágneses tér gradiense nulla, akkor:

és

$$\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} = \frac{1}{4\pi\varrho} [H_0 \text{ grad}] \vec{h}$$

$$\frac{\partial \vec{h}}{\partial t} = [H_0 \text{ grad}] \vec{v}$$

Ebből következik, hogy

$$\frac{\partial^2 \vec{h}}{\partial t^2} = \frac{1}{4\pi\varrho} [H_0 \text{ grad}]^2 \vec{h} \quad (4)$$

Fogadjuk el, hogy a (4) megoldása $h \sim \exp i(\omega t - kr)$ alakú, akkor a fázis-sebesség:

$$V = \frac{\omega}{k} = V_0 \cos \Theta,$$

ahol Θ a H_0 és a k által bezárt szög.

Ilyen módon a mágneses tér h fluktuációi magnetohidrodinamikusan hullámként terjedhetnek. Ha a k és a H_0 közötti Θ szög nulla, a mágneses fluktuációk Alfvén-sebességgel terjednek a mágneses tér erővonalai mentén.

A magnetoszférában a mágneses fluktuációk a mágneses térre merőleges irányban is terjednek. Összenyomható közegben a fluktuációk akusztikus hullámsebességgel terjednek. A gáznyomást elhanyagolva a magneto-akusztikus hullám sebessége:

$$C_0 = \sqrt{\gamma \frac{P}{\varrho}} = \frac{H_0}{\sqrt{4\pi\varrho}}$$

Általános esetben a mágneses fluktuációk sebessége:

$$C = \frac{H_0}{\sqrt{4\pi\varrho}} \sin \Theta,$$

ahol ϱ az elektromos töltés magassággal változó tömegsűrűsége,

H_0 a mágneses tér erőssége, amely szintén változik a magassággal.

A hullámok sebessége ideális közegben nem függ a frekvenciától, vagyis nem lép fel diszperzió. Ha azonban a közeg vezetőképessége nem végtelen nagy (semleges atomok és molekulák jelenléte miatt), a hullámok csillapodnak.

Az ionoszférát lényegében két összetevőjű közegnek tekintjük (elektronok, ionok valamint semleges atomok, molekulák). A legtöbb problémánál feltételezzük, hogy az ionoszférában a mágneses térerősség állandó és a mágneses háborgások által keltett gáznyomás gradiense, valamint a nehézségi erő elhanyagolható az elektromágneses erőssűrűség nagysága mellett. A hullámok terjedésének vizsgálatáról általában feltételezzük, azt is, hogy az ionoszféra stacionárius, mozdulatlan és sík plazmaszerű közegként viselkedik.

Mindaddig elhanyagoltuk a magnetohidrodinamikusan hullámok csillapodásának és az ionoszféra véges elektromos vezetőségének hatását.

A magnetoszféra vezetőképessége végtelennek tekinthető, az ionoszféra (helyesebben az L tartomány) vezetőképessége pedig véges. Az Ohm-törvény szerint:

$$\vec{j} = \sigma \left(\vec{E} + \frac{1}{c} [\vec{v} \times \vec{H}] \right),$$

ahol j az áramsűrűség,

E az elektromos térer, amely az ionoszférában levő töltött részecskék polarizációja következtében keletkezik,

σ az ionoszféra vezetőképessége (σ -t skalárnak tekinthetjük).

Mivel az elektronok $\omega_L = \frac{eH}{mc}$ Larmor frekvenciájának és az ütközések közötti átlagos időnek szorzata egyhez képest kicsi (SPITZER L. 1956),

$$\omega_L \cdot T \ll 1.$$

Az eltolódási áram elhanyagolásával és a Maxwell-egyenletek felhasználásával:

$$\frac{\partial \vec{H}}{\partial t} = \text{rot} [\vec{v} \times \vec{H}] + \frac{c^2}{4\pi\sigma} \Delta \vec{H}, \quad (5)$$

vagy

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \text{rot} [\vec{v} \times H] + \frac{c^2}{4\pi\sigma} \Delta h. \quad (6)$$

Ha feltételezzük, hogy az ionoszféra mozdulatlan, vagyis $v = 0$, akkor

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{c^2}{4\pi\sigma} \Delta h \quad (7)$$

ahol $\gamma_m = \frac{e^2}{4\pi\sigma}$ a diffúziós együttható, amely a hidrodinamikában szereplő a

$\gamma = \frac{\eta}{\rho}$ kinematikai viszkozitási együtthatóhoz hasonló szerepet játszik. A magnetohidrodinamikában a γ_m mennyiséget mágneses viszkozitási együtthatónak nevezzük. A (7) azt fejezi ki, hogy az ionoszférában a mágneses fluktuációk és háborgások terjedése mágneses diffúzió útján megy végbe.

A véges vezetőképesség hatása abban is megmutatkozik, hogy a hidromágneses hullámok felmelegítik az ionoszférát, különösen az F tartományt (DESSLER A. J. 1959). Egységnyi időre és térfogatra vonatkoztatva, a Joule-féle hő:

$$\frac{1}{\sigma} \gamma^2 = \frac{c^2}{16\pi^2\sigma} (\text{rot } h)^2 \quad (8)$$

és a hőmérséklet növekedése becsülhető:

$$\Delta T = \frac{c^2}{16\pi^2\sigma C_p} (\text{rot } h)^2 \quad (9)$$

ahol C_p a fajhő állandó nyomáson, h pedig a hidromágneses hullám amplitúdója. A (8) magyarázza az ionoszféra felmelegedését a mágneses viharok idején.

A disszipatív hatások figyelembe vételével vizsgáljuk meg a hidromágneses hullámok csillapodását. A közeg viszkozitása és véges elektromos vezetése

következtében a mágneses fluktuációk terjedési egyenletei a következő alakban írhatók:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial \vec{h}}{\partial t} &= (H_0 \text{grad}) \vec{v} + \nu_m \Delta \vec{h} \\ \frac{\partial \vec{v}}{\partial t} &= \frac{(H_0 \text{grad}) \vec{h}}{4\pi\sigma} + \nu \Delta \vec{v} \end{aligned} \right\} \quad (10)$$

Az $\exp i(\omega t - kr)$ alakban kifejezhető szinuszoid síkhullámokat vizsgálva, megkapjuk a diszperziós egyenletet (DUNGEY I. W. 1958):

$$k^2 v_a = \left(\omega - \frac{ic^2 k^2}{4\pi\sigma} \right) (\omega - ik^2 \nu) \quad (11)$$

Tételezzük fel, hogy a képzetes rész jelentékenyen kisebb a valós résznél, ekkor:

$$\frac{J_m(k)}{R_e(k)} \approx \frac{\omega}{2v_a^2} (\nu_m + \nu) \quad (12)$$

Ez a kifejezés azt mutatja, hogy a csillapodás ω -val arányos.

Az ionoszférában tehát a hidromágneses hullámok csillapodása a frekvenciától függ: a kisfrekvenciájú fluktuációk csillapodása kisebb, mint a nagyfrekvenciájúaké.

Természetes, hogy a magnetohidrodinamikuss hullámok csillapodása más fizikai tényezőktől is függ, pl. az ionok, elektronok és a semleges atomok, molekulák ütközésének gyakoriságától, az ionoszféra viszkozitásától, súrlódásától stb.

A mágneses háborgások terjedésének néhány következménye

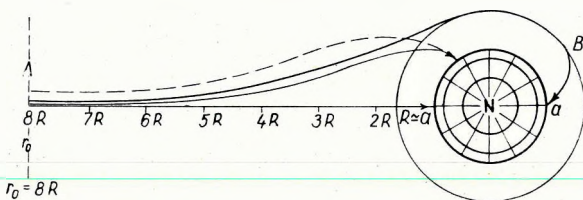
1. A mágneses viharok kezdő időpontjának különbsége

Az előbbieken már tárgyaltuk a háborgások terjedését a magaslégkörben. A terjedési mechanizmusból a következőkben meghatározzuk a mágneses viharok hirtelen impulzusa (*sc*) beérkezési idejében tapasztalt különbségeket. Ezt a régóta vitatott kérdést a Nemzetközi Geofizikai Év folyamán rendszeresen tanulmányozták. A megfigyelések szerint a mágneses viharok *sc* impulzusa nem egyidőben jelentkezik a Föld felszínén.

Megállapították, hogy a magas és közepes szélességeken a mágneses viharok előbb jelentkeznek, mint az alacsonyakon. Azonkívül a kezdő impulzusok az éjszakai oldalon később lépnek fel, mint a nappalin (WILLIAM V. L. 1960; YAMAMOTO M., MEADA H. 1961).

Ezeket a jelenségeket a mágneses háborgások terjedésének magnetohidrodinamikuss mechanizmusa alapján magyarázhatjuk. Dessler tanulmányozta a mágneses viharok keletkezését, feltételezve, hogy az Egyenlítő síkjában a

mágneses viharok kezdő impulzusa longitudinális hullámsebességgel terjed mind a Föld nappali, mind pedig éjszakai oldalán (DESSLER A. J. 1958). A terjedési mechanizmus az 1. ábrán látható.



1. ábra. Mágneses háborgások terjedési mechanizmusa az Egyenlítő síkjában (r_0 a lökéshullám frontjának távolsága a Föld középpontjától)

Физ. 1. Механизм распространения магнитных возмущений на экваториальной плоскости (r_0 — расстояние от фронта ударной волны до центра Земли)

Fig. 1. Propagation mechanism of magnetic disturbances in the equatorial plane (r_0 is the distance of the front of the shock-wave from the centre of Earth)

Ismerve a hidromágneses hullámok sebességét, meghatározhatjuk azt az időt, amely alatt a mágneses háborgások a Földet körülfutják. A nappali oldalról az éjszakaira terjedő hidromágneses hullámok áthaladási ideje egyenlő a mágneses viharok kezdő időpontjának az utóbbi időben többször meghatározott különbségével. A nappali oldalon a Földre jutó háborgások terjedési ideje:

$$t_1 = \int_a^{r_0} \frac{\sqrt{4\pi\varrho}}{H} dz$$

ahol r_0 a mágneses háborgások keletkezési helyének távolsága a Föld középpontjától, a pedig az alsó ionoszféra magassága a Föld középpontjától. Az a magasságtól kezdve a háborgások terjedése mágneses diffúzió útján történik.

Ha elfogadjuk, hogy a mágneses viharok első impulzusa 8–10 R távolságban jelenik meg, akkor DESSLER FRANCIS W. E. és GREEN M. I. (1959) számítása szerint

$$t_1 \approx 89 \text{ sec} \quad (13)$$

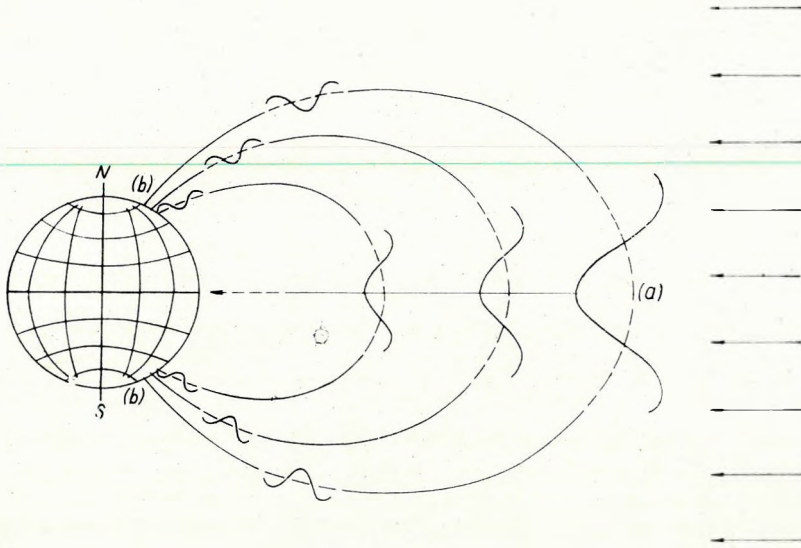
Hogy a mágneses háborgások a Föld éjszakai oldalára juthassanak, meg kell kerülniük a Földet. A terjedési idő

$$t_2 = \int_{(A)}^{(B)} \frac{ds}{v} + \int_{(B)}^{(a)} \frac{dz}{v}$$

A nappali és éjszakai oldalon jelentkező viharok kezdő időpontjának számított különbsége:

$$\Delta t = t_2 - t_1 \approx 10 \text{ sec} \quad (14)$$

Ismeretes, hogy a mágneses háborgások a magas szélességeken az Alfvén sebességgel terjednek. A 2. ábra jelölései szerint a háborgások terjedési ideje a nappali oldalon:



2. ábra. Mágneses fluktuációk terjedése a meridián síkjában (a nyilak a napszél irányát jelzik)

Фиг. 2. Распространение магнитных флуктуаций на меридианной плоскости (стрелками показано направление солнечного ветра)

Fig. 2. Propagation of magnetic fluctuations in the meridian plane (the arrows indicate the direction of the solar wind)

$$T = \int_{(a)}^{(b)} \frac{ds}{V_a}$$

Feltételezzük, hogy V_a nem változik a mágneses tér erővonalai mentén. A valóságban a magnetoszférikus plazma sűrűsége az erővonalak mentén a sarkok felé lassan növekszik. A földi dipólus tér erővonalainak egyenlete:

$$r = r_0 \cos^2 \varphi$$

alakban fejezhető ki. Ebből

$$T = \frac{r_0}{V_a} \int_{(a)}^{(b)} ds = \frac{r_0}{V_a} \int_0^{70^\circ} \cos \varphi \sqrt{4 - 3 \cos^2 \varphi} d\varphi =$$

$$= \frac{r_0}{V_a} \left\{ \frac{\sin \varphi}{2} \sqrt{4 - 3 \cos^2 \varphi} + \frac{1}{2\sqrt{3}} \ln(\sqrt{3} \sin \varphi + \sqrt{4 - 3 \cos^2 \varphi}) \right\} \bigg|_0^{\varphi = 70^\circ} \approx 1,26 \frac{r_0}{V_a}$$

ahol $\varphi_0 \approx 70^\circ$ a Föld mágneses sarkának földrajzi szélessége.

A magnetoszféra határán (8 R -nél) a mágneses tér intenzitása 100γ , a részecskék sűrűsége $5 - 10 \text{ cm}^3$. Tehát a helyi Alfvén-sebesség kb. 1000 km/sec . Ezekből:

$$T = 64 \text{ sec} \quad (15)$$

A (13) és a (15) összehasonlításából látható, hogy a hidromágneses háborgások terjedése következtében a mágneses viharok a magas szélességeken előbb jelentkeznek, mint az alacsonyakon. A mágneses viharok kezdő időpontjának számított legnagyobb eltérése a Földön:

$$\Delta T = 64 + 10 = 74 \text{ sec.}$$

A megfigyelések (WILLIAM V. L., YAMMATO M., MAEDA H.) megmutatták, hogy a mágneses viharok, valamint a mágneses impulzusok beérkezésének idő-különbsége kb. 1 perc. Számításunk eredménnyel tehát jól egyezik a megfigyelésekkel.

Az előbbi számításokban elhanyagoltuk a hidromágneses hullámok terjedését erősen befolyásoló lokális fizikai tényezőket. Az ionoszféra vizsgálatok megállapították, hogy az ionoszférában, különösen az F tartományban vannak inhomogeneitások (ezeknek jelenleg nincs általánosan elfogadott fizikai elmélete). Méretük nagyon különböző: 100 m -től 1000 km -ig változik. Az inhomogeneitások a hidromágneses hullámok terjedésében helyi eltéréseket okoznak, ezért a mágneses viharok beérkezési impulzusai és a kezdő fázisban jelentkező fluktuációk is erősen változnak. Az ionoszféra ionizáció-sűrűségének változása miatt megváltozik a hidromágneses hullámok sebessége. A sebesség változásából természetesen következhet, hogy a mágneses háborgások még a közeli pontokban sem lépnek fel egy időpontban. Megjegyzendő, hogy az ionoszféra inhomogeneitásai többszörös visszaverődést is okozhatnak. A háborgások beérkezési idejének eltérése ilyenkor még nagyobb lehet, mint az előbbi számításunkban.

2. A mikropulzációk jelentkezése

A földmágneses térben jelentkező pulzációk különböző típusainak keletkezését régóta tanulmányozzák. Jelenleg igen sokféle keletkezési elmélet ismert. A magnetohidrodinamikai elmélet alapján feltételezhető, hogy a mágneses pulzációk, éppen úgy, mint a többi fluktuációk, a napszél és a magnetoszféra kölcsönhatására jönnek létre. A periodikus fluktuációk a magnetogramon pulzációk alakjában jelentkeznek. Ezek periódusa a $0,2 - 600 \text{ sec}$ intervallumban van. A továbbiakban csak a napszél és a magnetoszféra kölcsönhatásának következményeit és a hidromágneses hullám terjedését tanulmányozzuk.

A földi magnetoszféra kiteríti a Nap korpuszkuláris áramát, így keletkezik az aszimmetrikus magnetoszféra, kölcsönhatásának következményeit és a hidromágneses hullám terjedését tanulmányozzuk.

A földi magnetoszféra kitéríti a Nap korpuszkuális áramát, így keletkezik az aszimmetrikus magnetoszféra, amelynek az éjszakai oldala elnyúltabb, mint a nappali. Ezt a hidrodinamikusan áramlás elméletével bizonyíthatjuk.

Az egyenlítő síkjában

$$\left(\frac{M}{r_1^3}\right)^2 = 8\pi\rho_1 v^2, \quad (16)$$

$$\left(\frac{M}{r_2^3}\right)^2 = 8\pi\rho_2 u^2, \quad (17)$$

ahol r_1 a magnetoszféra nappali határának a Föld középpontjától mért távolsága,

r_2 az éjszakai határ távolsága,

ρ a napszél tömegsűrűsége,

ρ_2 a magnetoszféra éjszakai oldalának tömegsűrűsége,

v a napszél sebessége,

u a részecskék hőmozgásának sebessége az éjszakai oldalon.

Megfigyelések szerint:

$$\begin{aligned} \rho_1 &> \rho_2 \\ v &> u \end{aligned}$$

Ezekből következik, hogy

$$r_2 > r_1.$$

A Nap korpuszkuális áramának hatására az aszimmetrikus magnetoszférában mint egy üvegrezonátorban rezgések keletkeznek. A magnetoszféra aszimmetriája miatt az éjszakai oldalon a rezgések periódusa hosszabb, mint a nappalin. Megállapítható, hogy a pt inkább az éjszakai órákban jelentkezik, a pc viszont gyakrabban lép fel a nappali oldalon. A pt és pc periódusának aránya a magnetoszféra aszimmetriájának mértékét jelzi. Meg kell jegyeznünk, hogy a magnetoszféra határán a periodikus fluktuációk minden frekvenciával jelentkeznek. Az ionoszféra árnyékoló hatása miatt a Föld felszínén csak az aszimmetrikus magnetoszféra rezonanciafrekvenciáit észlelhetjük. Amplitúdójuk a hullámterjedés ionoszférabeli feltételeitől függ.

Mindeddig általánosan azt tartottuk, hogy a pulzációk, különösen a pt típusú pulzációk nagyon nagy távolságban is egyidejűleg jelentkeznek (Veró J. 1967). Ha elfogadjuk, hogy a pulzációk a magnetoszféra határától hidromágneses hullámok útján terjednek, akkor a 2. fejezetben elmondottakat a mágneses pulzációkra is alkalmazhatjuk. Az Egyenlítőhöz közeli területekre a pulzációk az erővonalak irányára merőlegesen, vagyis magnetoakusztikus hullámokként érkeznek, a magas szélességekre pedig az erővonalak mentén. A pulzációk terjedési mechanizmusából következik, hogy az éjszakai oldalon, az Egyenlítőhöz közel, a pulzációk később jelentkeznek, mint más zónákban. Nagyon valószínű, hogy a gyorsregisztrátumokon meg tudjuk határozni a pulzációk beérkezési időpontjainak különbségét.

IRODALOM

- DESSLER A. J. 1958: The propagation velocity of world wide sudden commencements of magnetic storms. Journ. Geophys. Res. 63, 405. Richmond.
- DESSLER A. J. 1959: Ionospheric heating by hydromagnetic waves. Journ. Geophys. Res. 64, 397, Richmond.
- DUNGEY J. W. 1958: Cosmic electrodynamics. Cambridge, U. P.
- FRANCIS W. E. — GREEN M. I. — DESSLER A. J. 1959: Hydromagnetic propagation of sudden commencements of magnetic storms. Journ. Geophys. Res. 64, 1643, Richmond.
- LE MINH TRIET 1968: A földmágneses viharok hirtelen kezdő impulzusának amplitúdója és emelkedési ideje közötti összefüggésről. Geofizikai Közlemények, XVII. 1 — 2.
- PIDDINGTON J. H. 1959: The transmission of geomagnetic disturbances through the atmosphere and interplanetary space. Geophys. Journ. 2, 173, London.
- SPITZER L. 1956: Physics of Fully Ionized Gases. Interscience Publishers. New York.
- VERŐ J. 1968: Vizsgálatok a földi elektromágneses tér pulzációinak keletkezéséről. Geofizikai Közlemények, XVI. 1 — 2.
- WILLIAM V. L. 1960: The simultaneity of sudden commencements of magnetic storms. Journ. Geophys. Res. 65, 85, Richmond.
- YAMAMOTO M. — MAEDA H. 1961: The simultaneity of sudden impulses. Journ. Atmos. Terr. Phys. 20, 212 Oxford.

KÖZLEMÉNY

A M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet Évkönyveinek kiadását egyelőre szünetelteti

Szerkesztőség

Note

The Hung. State Geophysical Institute Roland Eötvös suspends the publication of its Annals for an undetermined period of time

Editorial Office

Mitteilung

Das Ungarische Staatliche Geophysikalische Institut Roland Eötvös stellt vorläufig die Ausgabe seiner Jahrbücher ein

Redaktion

Сообщение

Венгерский государственный геофизический институт им. Лоранда Этвеша на некоторое время прекращает выпуск своих годовых отчетов

Редакция

